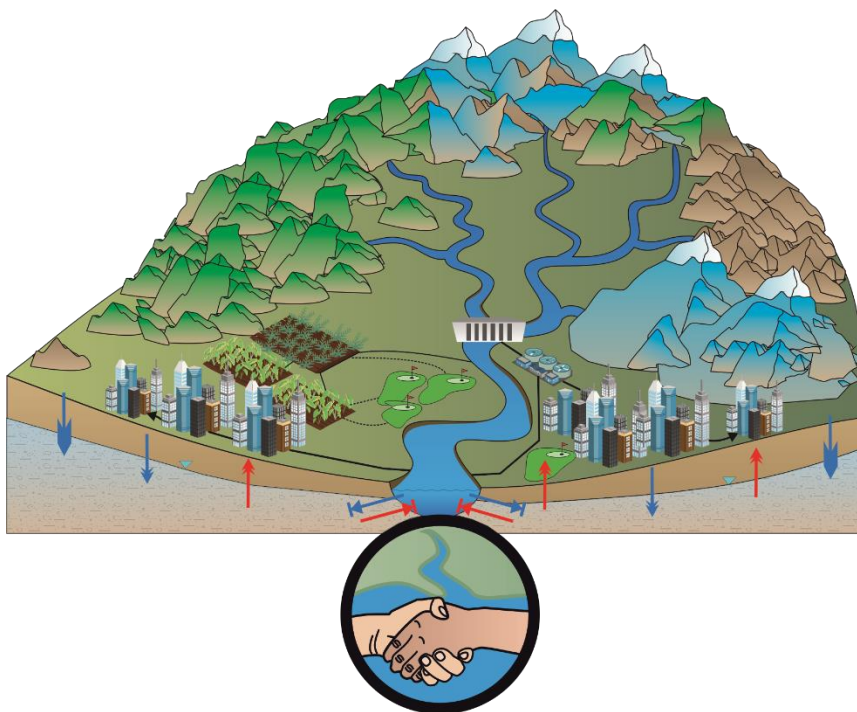

TESIS DOCTORAL



UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

**DESARROLLO METODOLÓGICO PARA LA
PLANIFICACIÓN Y GESTIÓN DEL AGUA EN ÁREAS
TURÍSTICAS COSTERAS SOMETIDAS A CLIMA
MEDITERRÁNEO Y A GRANDES VARIACIONES
ESTACIONALES DE LA DEMANDA. CASO DE LA COSTA
DEL SOL OCCIDENTAL**




MANUEL ARGAMASILLA RUIZ

MÁLAGA, 2017



UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

AUTOR: Manuel Argamasilla Ruiz

 <http://orcid.org/0000-0001-7396-946X>

EDITA: Publicaciones y Divulgación Científica. Universidad de Málaga



Esta obra está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-SinObraDerivada 4.0 Internacional:

<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/legalcode>

Cualquier parte de esta obra se puede reproducir sin autorización
pero con el reconocimiento y atribución de los autores.

No se puede hacer uso comercial de la obra y no se puede alterar, transformar o hacer
obras derivadas.

Esta Tesis Doctoral está depositada en el Repositorio Institucional de la Universidad de
Málaga (RIUMA): riuma.uma.es



UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

Memoria de Tesis Doctoral presentada por el Licenciado en Ciencias Ambientales **Manuel Argamasilla Ruiz**, para optar al grado de Doctor Europeo en Ciencias en el programa de Doctorado en Recursos Hídricos y Medio Ambiente de la Universidad de Málaga.

V.º B.º El Director:

Fdo. Manuel Argamasilla Ruiz

Bartolomé Andreo Navarro

Catedrático de Geodinámica Externa

Departamento de Ecología y Geología

Universidad de Málaga

Málaga, 16 de enero de 2017.



UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

BARTOLOMÉ ANDREO NAVARRO, Catedrático de Geodinámica Externa de la
Universidad de Málaga,

CERTIFICA:

Que la presente Memoria, titulada *“Desarrollo metodológico para la planificación y gestión del agua en áreas turísticas costeras sometidas a clima mediterráneo y a grandes variaciones estacionales de la demanda. Caso de la Costa del Sol Occidental”* ha sido realizada bajo su dirección por **D. Manuel Argamasilla Ruiz** y que cumple, a su juicio, los requisitos necesarios para la defensa pública de cara a la obtención del Grado de Doctor Europeo en Ciencias.

Lo que firma, a los efectos oportunos, en Málaga a 16 de enero de 2017.

Fdo. Bartolomé Andreo Navarro



UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA



Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el seno del Grupo de Investigación RNM-308 de la Junta de Andalucía “Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga”, en el Departamento de Ecología y Geología de la Universidad de Málaga y en el Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga.

La presente Tesis Doctoral es una contribución al Programa de Doctorado “Recursos Hídricos y Medio Ambiente (RHYMA)” de la Universidad de Málaga, realizada en el marco del proyecto europeo Campus Transfronterizo para la Gestión Sostenible de los Recursos Hídricos (Campus Eagua).

***“A mi querida
familia”***

AGRADECIMIENTOS

Es realmente complejo expresar únicamente con palabras la multitud de sentimientos que me vienen a la cabeza tras recordar a todas las personas e instituciones que han hecho posible este trabajo. Seguramente me olvide de alguna, pero gracias de verdad a todas ellas.

En primer lugar quiero dar las gracias al director de esta investigación, el profesor Bartolomé Andreo Navarro, por la oportunidad que me brindó cuando me propuso allá por el año 2011 solicitar una beca predoctoral. Era algo que en aquel momento no pasaba por mi cabeza y, a la larga, se trató de la mejor decisión que pude tomar. El proceso de elaboración de la Tesis Doctoral ha sido duro pero gratificante al mismo tiempo, debido a la capacidad del profesor Andreo de sacar lo mejor de mí como investigador. Durante el transcurso de la presente investigación he aprendido mucho de él, lo cual agradezco de veras.

Por lo que respecta a los profesores del departamento, también deseo agradecerles su dedicación y ayuda. Al profesor Francisco Carrasco Cantos por sus sabios consejos sobre aspectos hidrogeológicos que mejoraron mi comprensión sobre el funcionamiento de los acuíferos costeros. De la misma manera, quiero manifestar mi más sincero aprecio a los profesores Pablo Jiménez Gavilán e Iñaki Vadillo. Gracias a los comentarios y reflexiones derivadas de las conversaciones con Pablo Jiménez Gavilán, la Tesis Doctoral ha mejorado en los aspectos relativos a la planificación hidrológica. A Iñaki Vadillo le debo un mayor conocimiento sobre la hidrogeoquímica de las aguas subterráneas y mi colección de postales del mundo. Gracias a los dos por estar ahí en todo momento.

En relación con otros investigadores del grupo, quisiera hacer una mención especial a mis compañeros Matías Mudarra Martínez, Damián Sánchez García, Juan Antonio Barberá Fornell y Ana Isabel Marín, por su cálida acogida tras aterrizar en el departamento y su ayuda prestada cuando lo necesitaba. En el día a día de la Tesis Doctoral, con todo lo que ello conlleva, he contado con la inestimable colaboración de David Rizo y Begoña Urresti, sin los cuales la experiencia hubiera sido totalmente diferente. A todos ellos, mi más sincero agradecimiento. No puedo dejar de acordarme del cariño y asesoramiento prestado por las más recientes incorporaciones al CEHIUMA (María Jesús Civantos, Beatriz de la Torre Martínez, José Manuel Gil Márquez, Javier Martín Arias, José Francisco Martín Rodríguez,

Jorge Prieto Mera y José Manuel Nieto López) y por Rebeca Ruiz Martínez y Pedro Jiménez Fernández, durante su colaboración temporal con el departamento.

He de agradecer la inestimable colaboración del Dr. Luis Linares Girela (Academia Malagueña de las Ciencias) en los aspectos hidrogeológicos y de control de redes en el área de estudio. Ha sido un verdadero placer conocerle. Las sugerencias del Prof. Stephen Foster relativas a la gestión y gobernanza del agua resultaron igualmente beneficiosas para el desarrollo de la tesis, motivo por el cual le estoy agradecido.

En el marco de la presente investigación, he tenido la oportunidad de realizar estancias en diferentes centros de investigación, tanto en el ámbito internacional como nacional. Todos los investigadores con los que me crucé merecen mis agradecimientos, especialmente los responsables de los centros que aceptaron mi petición de estancia: Jay Lund (University of Davis, Center of Watershed Sciences), Abel Solera y Joaquín Andreu (Universidad Politécnica de Valencia – IIAMA) y Lucila Candela (Universidad Politécnica de Cataluña, Grupo de Hidrología Subterránea). Gracias por vuestra hospitalidad y disposición a la hora de resolver cualquier duda que me surgía.

Mi más sincero reconocimiento a las diferentes instituciones públicas y privadas, cuyas aportaciones han sido de gran valor a la hora de mejorar la calidad de la presente Tesis Doctoral. No puedo dejar de agradecer el apoyo prestado por las empresas Hidralia y Aquatec, especialmente por Ana Ortuño Morales, siempre dispuesta a facilitarme la información que necesitaba en cada momento, y Manolo, operario de redes de la citada empresa, del que guardo un gran recuerdo. Agradezco el interés de la empresa Acosol, en particular el apoyo de Miguel Esteban y David Camacho, entre otros, gracias a los cuales pude mejorar el modelo de simulación de la gestión del agua en la Costa del Sol Occidental.

Por lo que respecta a la administración, quisiera mostrar mi agradecimiento al ingeniero jefe de la presa de La Concepción, Agustín Merchán, el cual mostró una disposición absoluta desde el primer momento, y a los técnicos de la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas, por su rapidez en la entrega de la información hidrometeorológica. En este sentido, he de agradecer también al IGME la información proporcionada y al Dr. Sergio Martos Rosillo por facilitarme durante el transcurso de la Tesis Doctoral diferentes programas de simulación hidrológica y de tratamiento de series de datos de temperatura y precipitación del área de estudio. En lo que se refiere a los ayuntamientos, quisiera agradecer el apoyo mostrado por los técnicos del Laboratorio

Municipal de Aguas de Marbella, especialmente a Lorenzo –gran técnico y persona-, por acompañarme a numerosas captaciones privadas de agua con la mejor de las actitudes.

También me gustaría agradecer el apoyo mostrado por decenas de comunidades de propietarios, urbanizaciones, campos de golf, etc., que desinteresadamente me permitieron acceder a sus instalaciones y aumentar el número de puntos de muestreo.

En clave más personal, doy mil gracias a la infinita paciencia de mi pareja, Marta, por aguantar las extensas jornadas de trabajo y mi falta de desconexión con el mismo una vez que llegaba a casa. Gracias también a mis padres y a mi hermano. Su ayuda, comprensión y constante apoyo moral han sido de vital importancia para superar tan duro camino.

Esta investigación ha sido subvencionada por el Proyecto Europeo Transfronterizo Campus EagUa – POCTEFEX. El autor ha disfrutado de una beca de F.P.U. del Ministerio de Educación. La investigación se ha beneficiado del Convenio de la Unidad Asociada firmado entre el IGME y la UMA. La tesis es una contribución al Grupo de Investigación RNM-308 de la Junta de Andalucía y al proyecto CGL2015-65858R de la DGICYT.

***“Buscaron oro en el agua, sin saber
que el agua era el oro...”***

- El Roto

RESUMEN

Los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona se localizan en el extremo occidental del Mar Mediterráneo, entre Estepona y las dunas de Cabopino (Marbella), con una superficie permeable de 71 km², aunque el área efectiva para la infiltración, una vez descontada la ocupación urbana del suelo, es menor. Los relieves situados al norte constituyen la cabecera de diferentes ríos de régimen irregular.

Desde el punto de vista geológico, están formados por dos conjuntos sedimentarios principales, uno inferior de edad Plioceno y otro superior del Cuaternario, que se apoyan, discordantes, sobre un sustrato de peridotitas o gneises y mármoles del Complejo Alpujárride, pizarras y grauvacas del Maláguide o margas y areniscas miocenas. Dentro del conjunto plioceno se pueden distinguir dos tramos: uno basal formado por conglomerados y un tramo superior, con arenas en la base y margas más o menos arenosas hacia techo y hacia el mar. Los depósitos aluviales están formados por cantos rodados, gravas y arenas procedentes de las rocas que afloran en los relieves situados al norte, con una escasa matriz limo-arcillosa, y han sido depositados por los ríos actuales. El espesor medio de las formaciones pliocenas y cuaternarias es de 120 y 20 m, respectivamente. La mayor parte de la recarga se produce por infiltración de la escorrentía superficial en los acuíferos aluviales y por percolación del agua de lluvia en los materiales pliocenos. Los recursos medios totales se han estimado en 36,7 hm³/año.

A partir de criterios geológicos e hidrogeológicos se han diferenciado cuatro acuíferos pliocenos, en los sectores de Estepona, San Pedro de Alcántara, Aloha y Marbella Núcleo – Real Cabopino. La existencia de discontinuidades piezométricas y la mayor permeabilidad y transmisividad de las formaciones cuaternarias con respecto a las pliocenas determina que los principales acuíferos aluviales de la zona de estudio tengan un comportamiento hidrogeológico diferenciado, aunque pueden existir flujos verticales hacia el Plioceno en función de la diferencia entre las cotas piezométricas. En la presente Tesis Doctoral se ha llevado a cabo una caracterización general de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona a partir del análisis de las respuestas naturales (hidrodinámicas, hidroquímicas e isotópicas) registradas en diferentes pozos y sondeos. Además, se ha realizado una profunda revisión de la bibliografía existente.

La utilización del índice de estado (Ie) y del índice de llenado (iLL) en diferentes puntos de control situados en los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona ha permitido evaluar el estado cuantitativo en el que se encuentran dichos acuíferos. La mayoría de los puntos de control piezométrico presentan valores indicativos de un buen estado cuantitativo. Por lo que respecta a las relaciones río – acuífero, se ha observado un elevado grado de variabilidad espacio – temporal, aunque la mayoría de los ríos se han identificado como perdedores en su tramo bajo. Además, se ha detectado la existencia de valores de caudal umbral aguas arriba de los afloramientos permeables, por encima de los cuales los caudales infiltrados son nulos.

La caracterización de los principales procesos hidrogeoquímicos en las aguas subterráneas y su relación con las aguas superficiales y el agua de mar se ha llevado a cabo a partir del uso combinado de diferentes relaciones iónicas y datos isotópicos. Los resultados obtenidos ponen de manifiesto la elevada heterogeneidad geoquímica de las aguas subterráneas de los acuíferos costeros de Marbella-Estepona y la ausencia de procesos de intrusión marina. El análisis isotópico ha permitido corroborar la existencia de interacciones entre las aguas superficiales y subterráneas.

El funcionamiento hidrológico de la cuenca hidrográfica del río Verde se ha simulado a partir de diferentes modelos. La eficiencia global obtenida puede clasificarse como satisfactoria, con mayores grados de ajuste entre los caudales observados y simulados en los modelos de tipo agregado. El análisis de sensibilidad ha permitido realizar un proceso de calibración más eficiente, centrado en los parámetros identificados como más sensibles.

Por lo que respecta a la propuesta de un sistema de indicadores de sequía, el uso de variables de diferente naturaleza (meteorológicas, hidrológicas, hidrogeológicas y de gestión) es fundamental para analizar eficientemente los eventos de sequía. Esta aproximación metodológica permite tener en cuenta las diferentes características de cada una de las variables y evaluar los resultados obtenidos de una forma más integrada.

La calibración del modelo de gestión del agua en la Costa del Sol Occidental ha requerido una caracterización detallada de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona y de los principales ríos de la zona de estudio. Además, se ha llevado a cabo un exhaustivo análisis del sistema de abastecimiento de la Costa del Sol Occidental, desde el punto de vista de la oferta y de la demanda de recursos hídricos. El proceso de calibración se ha basado en diferentes variables de tipo hidrológico, hidrogeológico y de gestión. Los resultados simulados en AQUATOOL han sido satisfactorios, con mejores ajustes entre los valores observados y simulados de las distintas variables en el escenario de calibración B, caracterizado por la inclusión de los recursos subterráneos de los acuíferos costeros de Marbella-Estepona, demandas mensualmente variables y diferentes reglas de operación. En la generación de escenarios futuros de gestión sería necesario tener en cuenta la tendencia a la estabilización observada en el número de habitantes y el consumo de agua, con objeto de incluir horizontes de gestión más realistas.

ABSTRACT

The Marbella-Estepona aquifers are located in the west coast of Málaga province (southern Spain), from Estepona (west) to Elviria-Cabopino dunes (east) coastal locations. It comprises a set of permeable outcrops of about 71 km², although this area has been significantly reduced as consequence of the intense urbanization. The mountain range located to the north, constitute the catchment areas of the main rivers and intermittent streams.

The main aquifers are made up by two geological domains: the lower one (Pliocene) and the upper one (Quaternary) that overlie a basement of peridotite rocks, gneisses and marbles of the Alpujárride Complex of the Betic orogen and schists and graywackes of the Maláguide Complex, as well as marls and sandstones from Miocene formations. Pliocene domain is composed of basal conglomerates and sands and sandy marls embedded in a calcareous matrix. The alluvial deposits consist of a sequence of blocks, gravels and sands, with a fine-grained silty-clayey matrix. The average thickness of Pliocene and quaternary materials are about 120 and 20 m, respectively. Most of recharge is produced by surface runoff infiltration in alluvial aquifers and by rainfall percolation over the Pliocene outcrops. These types of recharge permit to get average water resources of 36.7 hm³/year.

From geological and hydrogeological standpoint four Pliocene aquifers have been differentiated in the Marbella-Estepona coastal aquifers, which includes: Estepona, San Pedro, Aloha and Marbella Núcleo – Real Cabopino Pliocene aquifers. The piezometric differences and the higher permeability and transmissivity values of Quaternary formations, related to the Pliocene ones, determine alluvial aquifers to be considered independently, even though vertical flow to the Pliocene materials may exist, conditioned by the water table differences observed in the aquifers. In this research has been performed a general characterization of the aforementioned aquifers investigating their hydrogeological functioning from the analysis of the natural responses (hydrodynamic, hydrogeochemical and environmental water isotopes) recorded at wells and boreholes and from the study of the available geological information.

The use of the state index (Ie) and the filling index (iLL) at different water table control points located at Marbella - Estepona coastal aquifers has permitted to evaluate the quantitative status in which the aquifers are found. Most of the control points had values indicative of a good quantitative status. In relation to the aquifer-river interactions, it has been identified a great seasonal and spatial variability and a gaining situation in most of alluvial aquifers. In addition, it has been detected a threshold flow value upstream above which infiltration does not occur.

The characterization of the main hydrogeochemical processes occurring in groundwater and its interaction with surface water and seawater have been carried out by means of the combined use of different hydrogeochemical indicators along with isotope data. The results corroborate the high variability of groundwater geochemistry and the absence of marine intrusion processes. The isotope approach suggests the hydraulic relationship between surface water and groundwater in the study site.

The hydrological functioning of the upper Verde River basin has been simulated by using several models. The overall efficiency of these models can be classified as satisfactory, with higher goodness of fit related to models with a reduced number of parameters (lumped approach). The

sensitivity analysis has made possible a more efficient calibration process, focused on the parameters identified as more sensitive.

Regarding the proposal of a drought indicator system, the use of variables of a diverse nature (meteorological, hydrological, hydrogeological and management-related variables) is fundamental to efficiently identify and analyze drought events. This methodological approach allows to take into account the different characteristics of each variable and to evaluate the results obtained in a more integrated way.

The calibration of Costa del Sol's water management model has required a detailed characterization of the study area, which included the study of the Marbella - Estepona coastal aquifers and the main rivers and streams. In addition, a thorough analysis of the water supply system has been performed, based on water resources supply and demand. The calibration process has been based on different hydrological, hydrogeological and management-related variables. The results obtained can be described as satisfactory, with better model fit statistics between the simulated and observed variables used for calibration in the more complex water management scenario, characterized by the inclusion of groundwater resources in the water supply system, monthly variable urban water demands, and different operating rules. The results of socio-demographic studies and urban water use trends conducted in this PhD Thesis could be used in the proposal of future water management scenarios.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	5
1.1 Estado del arte.....	5
1.1.1 Estrategias para la integración de las aguas subterráneas en los sistemas de recursos hídricos	10
1.1.2 Los sistemas de apoyo a la toma de decisiones	12
1.1.3 Antecedentes.....	18
1.2 Objetivos.....	24
1.3 Metodología	24
1.3.1 Trabajos de campo	25
1.3.2 Trabajos de laboratorio	26
1.3.3 Trabajo de gabinete.....	27
2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	34
2.1 Hidrometeorología	34
2.1.1 Generalidades sobre la dinámica de las precipitaciones y la temperatura a escala regional.....	34
2.1.2 Análisis de las series históricas de precipitación	36
2.1.3 Análisis de las precipitaciones correspondientes al periodo de investigación (2011/2012-2013/2014)	47
2.1.4 Análisis de los datos de temperatura del aire	50
2.2 Geología.....	52
2.2.1 Antecedentes.....	52
2.2.2 Geología de los afloramientos pliocenos y cuaternarios de Marbella – Estepona	55
2.2.3 Estratigrafía	64
2.3 Actividad socio-económica	69
2.3.1 Análisis temporal de los usos del suelo (periodo 1956 - 2011).....	69
2.3.2 Turismo	72
2.3.3 Campos de golf	77
2.3.4 La actividad agrícola en el sector occidental de la Costa del Sol.....	89
3. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL.....	92
3.1 Análisis morfométrico de cuencas hidrográficas	92
3.1.1 Índices morfométricos utilizados	93
3.2 Modelización hidrológica de la cuenca del río Verde.....	100
3.2.1 Antecedentes.....	100
3.2.2 Introducción a la modelización hidrológica.....	101
3.2.3 Evaluación de la calidad de la serie de aportaciones superficiales del río Verde	104

3.2.4 Estimación del caudal base del río Verde a partir del análisis de las aportaciones al embalse de La Concepción.....	114
3.2.5 Modelos de simulación hidrológica utilizados	121
4. HIDROGEOLOGÍA.....	143
4.1 Consideraciones previas	143
4.2 Antecedentes	143
4.3 Inventario de puntos de agua	144
4.4 Límites y geometría.....	147
4.5 Hidrodinámica	149
4.5.1 Piezometría	149
4.5.2 Estudio de las relaciones río – acuífero mediante la realización de aforos diferenciales	170
4.5.3 Determinación de parámetros hidráulicos	182
4.6 Hidroquímica	189
4.6.1 Aguas superficiales.....	189
4.6.2 Aguas subterráneas.....	196
4.7 Balance hidrogeológico	223
4.7.1 Antecedentes	224
4.7.2 Recarga de acuíferos en ambientes urbanos.....	229
4.7.3 Salidas	264
4.7.4 Balance hídrico de los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona	266
4.8 Recarga artificial en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona	271
4.8.1 Recarga artificial en el acuífero plioceno del Señorío de Marbella	271
4.8.2 Propuestas de experiencias de recarga artificial en los acuíferos detríticos costeros de Marbella - Estepona	274
5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)	277
5.1 Funcionamiento del sistema de recursos hídricos de la Costa del Sol Occidental	277
5.2 Análisis temporal de las fuentes de recursos utilizadas	282
5.3 Análisis de la población y demanda de agua	286
5.3.1 Análisis demográfico.....	286
5.3.2 Tendencias en el consumo de agua en grandes aglomeraciones urbanas.....	313
5.4 Propuesta de un sistema de indicadores de sequía en la Costa del Sol Occidental	319
5.5 Modelo de apoyo a la toma de decisiones – AQUATOOL – en la Costa del Sol Occidental	333

5.5.1 Antecedentes.....	333
5.5.2 Definición de los elementos que integran AQUATOOL.....	342
5.5.3 Calibración de un modelo de apoyo a la toma de decisiones AQUATOOL (periodo 1992 – 2012).....	353
5.6 Reflexiones sobre la gestión del agua en la Costa del Sol Occidental	364
6. CONCLUSIONS	368
6.1 Concerning to the characterization of the study area	368
6.1.1 Hydrogeological characterization.....	368
6.1.2 Costa del Sol's water supply system.....	369
6.2 Concerning to the applied methodology.....	370
6.2.1 Hydrodynamic methods	370
6.2.2 Hydrogeochemical methods.....	372
6.2.3 Hydrological modeling of upper Verde River basin.....	373
6.2.5 Design and calibration of management model for Costa del Sol's water supply system	375
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	377
ANEXOS.....	413
1. Apartado gráfico	413
1.a. Mapa del inventario de puntos de agua.....	414
1.b. Columnas litológicas.....	415
1.c. Interpretación de pruebas de bombeo.....	421
2. Documentación complementaria.....	424
2.a. Base de datos de puntos de agua.....	425
2.b. Publicaciones.....	429

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Estado del arte

El elevado grado de desarrollo alcanzado por la actividad turística en la Costa del Sol Occidental (Provincia de Málaga) ha configurado a este sector productivo como uno de los pilares del desarrollo socioeconómico de la Comunidad Autónoma de Andalucía. La importancia estratégica de la zona justifica cualquier esfuerzo encaminado a mejorar las infraestructuras hidráulicas relacionadas con el abastecimiento urbano, debido a las peculiaridades de la demanda (estacionalidad, exigencias de calidad, dotaciones, etc.). En la Costa del Sol Occidental, al igual que en todo el Mediterráneo español, la demanda de agua se concentra en la época estival y presenta grandes fluctuaciones estacionales, cuando la disponibilidad de recursos hídricos es menor. Dichas fluctuaciones están relacionadas con la existencia de un sector turístico que representaba, en el año 2015, el 11,8% del PIB de la Comunidad Autónoma de Andalucía. En este contexto, la Costa del Sol Occidental debe convertirse en un referente de la gestión sostenible de los recursos hídricos, para seguir contribuyendo a la creación de empleo y a la generación de riqueza en la región.

Por otra parte, la importancia relativa que el aprovechamiento de los recursos subterráneos presenta en la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas andaluzas exige la aplicación de modelos de gestión de uso conjunto que permitan lograr una gestión más eficaz de las aguas subterráneas en los sistemas de abastecimiento (Arechavala *et al.*, 1996). Además, deben fomentarse políticas encaminadas a la reducción de pérdidas en las redes de suministro, mejora de la eficiencia en el uso del agua, trasvases, etc. con el objetivo de paliar los déficits hídricos constatados durante los periodos de sequía, en un marco que asegure el uso sostenible de los recursos hídricos.

La presente Tesis Doctoral pretende desarrollar una herramienta eficaz para la gestión conjunta de los recursos hídricos, con la finalidad de aumentar las garantías de suministro de la Mancomunidad de municipios de la Costa del Sol Occidental y servir de marco de gestión a las empresas suministradoras del agua.

Las experiencias desarrolladas en España y en la UE sobre la gestión conjunta de los recursos hídricos superficiales y subterráneos (Sahuquillo, 1993; Sánchez y Murillo, 1997) se han mostrado eficaces para solventar deficiencias estructurales y coyunturales. La integración de los recursos subterráneos supuso la respuesta adecuada a la situación de escasez sufrida en el período 1993-1995 en varios sistemas de abastecimiento, como los de Madrid, Granada, Jaén, Almería, etc., mientras que en otros es una práctica histórica (Marina Baja, Alicante, Barcelona, etc.).

Respecto a la incorporación de los recursos subterráneos a los sistemas de abastecimiento, conviene recordar que en los países europeos suele ser habitual que más del 60% de las demandas de agua se satisfagan con recursos subterráneos (López-Geta, 2000), debido a la mayor facilidad para proteger la calidad de estos recursos frente a los superficiales,

más vulnerables. En España, el 32% de la demanda urbana es cubierta con recursos de procedencia subterránea, más utilizados en la solución de problemas puntuales o coyunturales.

Por lo que respecta a Andalucía, y más concretamente a las cuencas mediterráneas andaluzas, el 58% de la demanda urbana se satisface con aguas subterráneas, debido a la estacionalidad de las aguas superficiales y a la existencia de importantes formaciones acuíferas. Esta situación aconseja la optimización del uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas mediante el desarrollo de estrategias que permitan aumentar la garantía de abastecimiento, no sólo en periodos de escasez coyuntural, y diversificar las fuentes de suministro.

Son numerosas las experiencias nacionales e internacionales en las que la integración de las aguas subterráneas en los sistemas de abastecimiento urbano, basada en estrategias de uso conjunto de recursos hídricos (Sahuquillo, 1993), se ha mostrado como una herramienta de gestión muy valiosa para solventar problemas de déficits derivados de una ineficaz regulación de dichos recursos (López-Geta y Murillo, 1996).

Se entiende por uso conjunto la utilización de diferentes fuentes de agua para la satisfacción de una determinada demanda. Existen numerosas estrategias de uso conjunto, cada una adaptada a unas circunstancias particulares. Inicialmente el uso conjunto compaginaba recursos superficiales y subterráneos, pero el abaratamiento del precio de los llamados recursos no convencionales ha permitido ampliar el número de fuentes de agua que se pueden utilizar en la gestión hídrica. Estas fuentes no convencionales de agua contemplan tanto la desalinización de agua de mar o salobre como la reutilización de agua regenerada. El uso conjunto considera, además de la utilización de diferentes fuentes de agua, las técnicas de gestión de la demanda, que están dirigidas a favorecer el ahorro para lograr un menor consumo de agua.

En la figura 1.1 se muestran los resultados del estudio realizado por el Ministerio de Medio Ambiente y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), en el que se plantearon los distintos sistemas de explotación susceptibles de ser objeto de proyectos de uso conjunto. Entre ellos se encuentra el subsistema de explotación (I-3) – Costa del Sol Occidental.

La ejecución de estudios de utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas se inició en España en la década de los años ochenta del pasado siglo (DPA-IGME, 2010). La Dirección General de Obras Hidráulicas, con la colaboración de la Universidad Politécnica de Valencia, analizó casos concretos en las cuencas del Júcar, Guadalquivir, Sur, Tajo, Duero y Ebro. El IGME realizó un estudio de carácter general, a escala nacional, y posteriormente estudios específicos en las cuencas de los ríos Fluvia, Muga, Mijares, Júcar, Guadalentín, Guadalhorce y Guadalfeo. El proyecto de uso conjunto más conocido en España, por la cantidad de trabajos publicados, corresponde al acuífero de la Plana de Castellón (Valencia) y a los ríos y embalses que con él se interrelacionan, aunque las dos actuaciones que presentan mayor importancia, por el volumen de población abastecida, se sitúan en los sistemas de abastecimiento de Madrid y Barcelona.

1. INTRODUCCIÓN

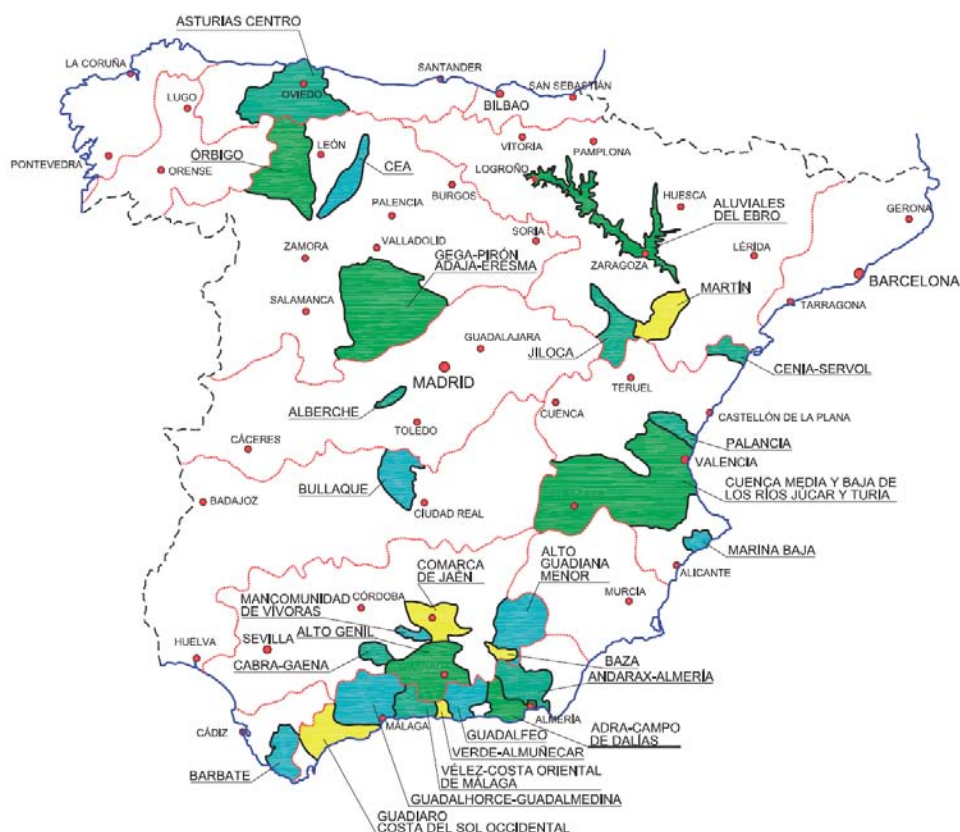


Figura 1.1. Sistemas de recursos hídricos en los que se recomienda efectuar estudios de utilización conjunta de aguas superficiales, subterráneas y no convencionales. Fuente: DPA-IGME (2010)

La integración de los recursos subterráneos es una realidad constatada en el sistema de abastecimiento a Madrid, gestionado por el Canal de Isabel II (Fig. 1.2). El sistema de abastecimiento de la Comunidad de Madrid se basa principalmente en la captación de aguas superficiales, reguladas en un total de 14 embalses, de los que procede aproximadamente el 90% del agua suministrada a la red. La aportación media de origen superficial es de 767,7 hm³/año. Las aguas subterráneas constituyen un recurso estratégico en situaciones de escasez, con volúmenes bombeados en función del tipo de año hidrológico (Fig. 1.2). El máximo volumen que pueden aportar a la red asciende a 90 hm³/año, a partir de los 77 pozos y sondeos que se encuentran operativos. El Canal de Isabel II tiene varios dispositivos de recarga artificial mediante inyección profunda y sondeos de extracción ubicados en el acuífero terciario detrítico de Madrid (ATDM).

El sistema del Ter – Llobregat suministra agua potable a más de 100 municipios de las provincias de Barcelona y Girona, con un total de 5,5 millones de habitantes. Dicho sistema de recursos hídricos ha pasado por diferentes situaciones desde principios del siglo pasado, caracterizadas por el uso creciente de aguas subterráneas para el abastecimiento a Barcelona y sus poblaciones limítrofes. La construcción de los embalses de Santa Pons y La Baells en el río Llobregat, el escarificado del lecho del mismo río, la llegada a Barcelona del canal del Ter, la construcción de los pozos radiales de Abrerá-Martorell y la recarga artificial en el área de conexión entre el Valle Bajo y el Delta han modificado la proporción en la que intervienen las aguas superficiales y subterráneas en este esquema de gestión conjunta.

1. INTRODUCCIÓN



Figura 1.2. Evolución del volumen de agua subterránea utilizado en el sistema de abastecimiento del Canal de Isabel II (eje Y principal, en hm³/año) y su porcentaje de participación en el suministro de agua (eje Y secundario, en %)

Los proyectos de uso conjunto precisan de la aplicación criterios ecológicos relacionados con el mantenimiento de los caudales mínimos en los cauces. La promoción y fomento de políticas de gestión de la demanda (planes de ahorro y concienciación sobre el consumo de agua, disminución de pérdidas en las redes de suministro, etc.) son aspectos de vital importancia antes de abastecer, con obras de mayor o menor envergadura, el resto de las demandas de agua. Estos criterios no fueron recogidos de forma taxativa en el programa estatal de estudios para la utilización coordinada de recursos superficiales, subterráneos y no convencionales, que elaboró la administración hidráulica española a mediados de la década de 1990, aunque sí están siendo contemplados en el actual ciclo de planificación hidrológica.

El programa estatal de uso conjunto antes mencionado se desarrolló sobre 27 sistemas de explotación, constituidos por 70 acuíferos (el 90% de naturaleza carbonática), 71 embalses, 16 grandes infraestructuras de conducción y numerosas instalaciones de tratamiento de aguas residuales y desalinización de agua de mar. Esta propuesta de actuación fue elaborada por el Ministerio de Medio Ambiente y el Instituto Geológico y Minero de España a modo de informe preliminar. Posteriormente, en el año 2000, se elaboró un programa específico sobre recarga artificial de acuíferos (Fig. 1.3), que identificaba acciones y programaba actuaciones en las cuencas intercomunitarias. En dicho programa se identificaron 35 medidas que afectaban a 36 unidades hidrogeológicas. La puesta en marcha y reactivación de estas actuaciones podría solucionar algunos de los problemas derivados de la gestión de los recursos hídricos en España. Los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona se incluyeron en el programa de medidas.

En el marco europeo se han aprobado diferentes directivas encaminadas a la protección del agua y el medio ambiente, entre ellas la Directiva 91/676/CEE, relativa a la protección de las aguas contra la contaminación producida por nitratos de origen agrícola, y la Directiva

1. INTRODUCCIÓN

80/68/CEE, sobre la protección de las aguas subterráneas contra la contaminación causada por determinadas sustancias peligrosas. Sin embargo, la norma más relevante y ambiciosa es la disposición 2000/60/CE, conocida como Directiva Marco del Agua (en adelante, DMA). En la DMA se refleja una concepción del medio natural radicalmente distinta a la que existía hasta el momento: el medio natural se concibe como algo más que la mera suma de recursos naturales disponibles para el desarrollo económico. La DMA está basada en los principios de "quien contamina paga" y de "precaución" y es una norma fundamental y vinculante para los Estados de la UE, en materia de protección del medio hídrico. La incorporación de la DMA al ordenamiento jurídico español se hizo, con carácter general, mediante el artículo 129 de la Ley 62/2003, de 30 de diciembre, de medidas fiscales, administrativas y del orden social, por el que

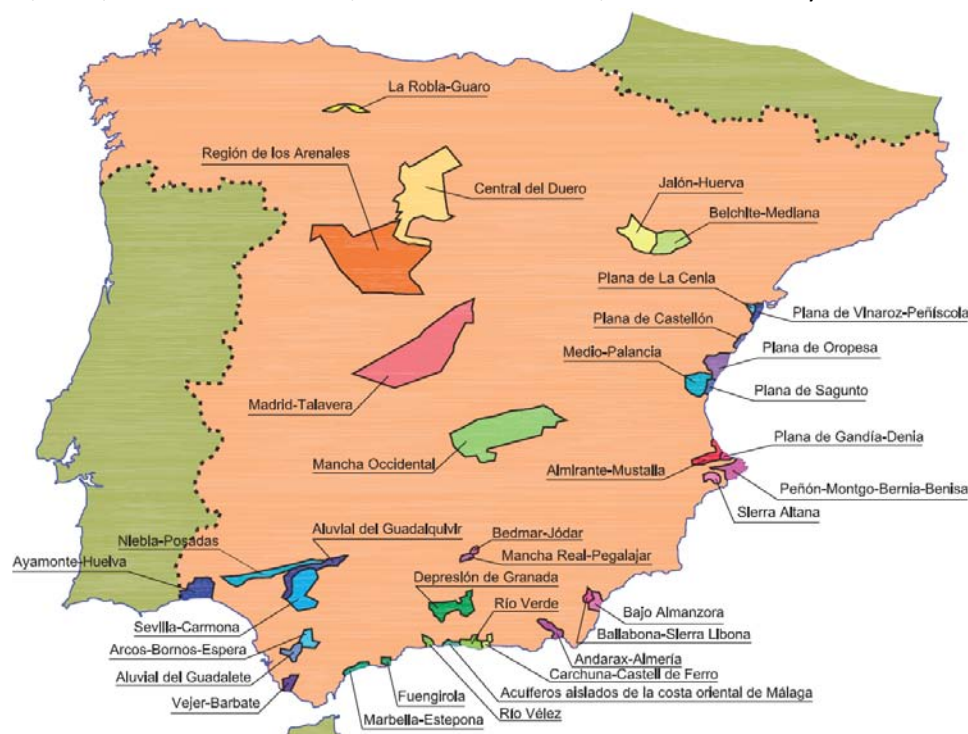


Figura 1.3. Propuesta de acuíferos en los que implementar actuaciones de recarga artificial. Fuente: DPA-IGME (2010)

se procedió a la modificación del texto refundido de la Ley de Aguas, aprobado mediante el Real Decreto Legislativo 1/2001, de 20 de julio. La profunda modificación del modelo de gestión y protección de las aguas que ha supuesto la entrada en vigor de la DMA y su gran complejidad técnica y jurídica han obligado a aprobar otras normas, con posterioridad a la transposición, para ajustar el ordenamiento jurídico español a los objetivos y especificaciones de la DMA. Entre otras normas cabe citar el Real Decreto 606/2003, de 23 de mayo, por el que se modifica el Real Decreto 849/1986, de 11 de abril, y la Ley 11/2005, de 22 de junio, por la que se modifica la Ley 10/2001, de 5 de julio, del Plan Hidrológico Nacional.

La DMA engloba la protección de las aguas superficiales, continentales, costeras y subterráneas, mediante la planificación hidrológica, a escala de cuenca hidrográfica. El objetivo principal de la DMA es alcanzar el "buen estado de las aguas europeas" como la suma de tres componentes: físico-químico, hidromorfológico y biológico. En este sentido, la DMA propone fomentar la prevención del deterioro y la mejora del estado de los ecosistemas acuáticos, terrestres y humedales. Dicha directiva promueve el uso sostenible del agua, basado en la

1. INTRODUCCIÓN

protección a largo plazo de los recursos hídricos disponibles, tendente a una progresiva reducción de la contaminación en las masas de agua. Además, los estudios derivados de la aplicación de la DMA proporcionan herramientas para analizar los efectos de las inundaciones y las sequías, especialmente graves en regiones de clima mediterráneo.

Para el cumplimiento de dichas metas, en particular de las relacionadas con el uso sostenible de los recursos hídricos y con la adaptación a periodos de sequías, es indispensable integrar, de forma eficiente, las aguas subterráneas en los sistemas de abastecimiento. En el siguiente apartado se indican las principales estrategias de uso conjunto.

1.1.1 Estrategias para la integración de las aguas subterráneas en los sistemas de recursos hídricos

La utilización de las aguas subterráneas ha estado tradicionalmente condicionada por situaciones coyunturales (apoyo en situaciones de escasez) o de oportunidad (único recurso disponible), donde el aprovechamiento de los recursos se ha desarrollado sin una planificación previa. No obstante, dada la creciente demanda de agua a satisfacer y las mayores exigencias de calidad, se está impulsando una progresiva integración de las aguas subterráneas y de los recursos no convencionales en los sistemas de explotación. Las estrategias de uso conjunto que están a disposición de los gestores del agua son múltiples y diversas. A continuación se detallan algunas de ellas.

A. La denominada utilización alternativa de aguas superficiales y subterráneas es el esquema de gestión conjunta que más se utiliza. Se fundamenta en un uso mayoritario de las aguas superficiales en los años húmedos y de las subterráneas en los secos. Al utilizar prioritariamente la aportación superficial que se recoge en los embalses durante las épocas húmedas, se crea un vacío en su vaso que permite aprovechar y laminar las puntas de las avenidas. Dichos excedentes se vertían aguas abajo de la presa al encontrarse ésta en numerosas ocasiones por encima de su capacidad de almacenamiento. En el nuevo esquema de uso dicha cantidad de agua es aportada por bombeos en acuíferos. Esta forma de proceder permite aprovechar una mayor cantidad de agua superficial, debido a que el sistema de regulación se encuentra complementado por el aprovechamiento de recursos subterráneos. Los descensos provocados por los bombeos en los acuíferos durante el estiaje, se recuperan en los periodos húmedos, ya que en dicha época la explotación de los acuíferos es menor o nula, y su recarga natural mayor (DPA-IGME, 2010). Mediante esta estrategia de integración se consigue regular un mayor volumen de escorrentía superficial con la misma capacidad de embalse. Dicho esquema de uso conjunto es característico del funcionamiento del sistema de recursos hídricos gestionado por la empresa de aguas de la Costa del Sol Occidental (ACOSOL).

La mayor parte de las actuaciones que se han realizado hasta la fecha en España contemplan el empleo de esta herramienta de gestión, aunque también incluyen otras acciones, como la regulación de manantiales, la conexión existente entre los acuíferos y el mar, y la denominada relación río-acuífero.

B. El caudal drenado por un manantial se aprovecha normalmente por debajo de su valor medio, debido a la variabilidad estacional de la aportación y a la concentración de las demandas en épocas concretas del año. Para aumentar el grado de aprovechamiento de algunos manantiales se pueden construir embalses, si bien esto no es factible en todos los casos, ya que las zonas de descarga de muchos acuíferos coinciden con cotas bajas y valles abiertos donde no es posible la ubicación de presas por razones económicas ligadas a la topografía, la geología y los usos del suelo (DPA-IGME, 2010). En estos casos, se plantea la posibilidad de perforar sondeos en las inmediaciones de los manantiales, que provoquen una afección inmediata. La regulación se realiza a partir del bombeo de grandes caudales, generalmente en la época de demanda estival, que pueden provocar el agotamiento de la surgencia. En los meses invernales, periodo en el que normalmente no se bombea agua, se produce la recuperación del volumen vaciado en el acuífero y el manantial volvería a brotar, en el caso de que se haya secado.

En la provincia de Alicante existen numerosos ejemplos de regulación de manantiales para adaptar sus aportaciones a las demandas (DPA-IGME, 2010). Así, se encuentran totalmente regulados desde el año 1979 los manantiales de Molinar y Barxell, para abastecimiento a Alcoy, cuyo caudal medio en régimen natural era de 190 y 90 l/s respectivamente. Otros manantiales significativos con regulación parcial son los de Bolata y la Cava, principal salida del acuífero Mediodía, con un caudal medio de 460 l/s; las fuentes del Algar, surgencias del acuífero Carrascal-Ferrer, con un caudal medio de 450 l/s; los de Polop y la Nucia, con 250 l/s, pertenecientes al acuífero Beniardá-Polop; o la Font Major de Penáquila, que aportaba un caudal medio de 37 l/s. Buena parte de estos manantiales constituyen ejemplos de regulación hiperanual, pues se agotan durante los periodos secos. En el municipio de Marbella, la empresa de aguas Hidralia aprovecha parte de los caudales drenados por el manantial de Puerto Rico, surgencia del acuífero carbonático de Sierra Blanca, para abastecimiento a la ciudad, con una toma que regula un caudal medio de 55 l/s. En el municipio de Málaga existen otros ejemplos de regulación de manantiales como la Fuente Santa en el río Chillar (Nerja) o los manantiales de Guaro, La Villa y de Sierra de Mijas.

C. La recarga artificial es una estrategia de integración en la que se utiliza la capacidad de almacenamiento que tienen los acuíferos para inyectar en ellos agua procedente de las distintas fuentes de suministro que constituyen el sistema de recursos hídricos (DINA-MAR, 2010). El objetivo es aumentar la disponibilidad y el grado de garantía en la satisfacción de la demanda, con la calidad adecuada para distintos usos. Las instalaciones de recarga artificial constituyen un elemento más del sistema de recursos hídricos. La recarga artificial de acuíferos es una técnica que presenta una cierta complejidad de ejecución. La programación de este tipo de estrategias de gestión suele limitarse, salvo excepciones, a zonas con una explotación agrícola de alto rendimiento, a comarcas donde el coste del agua es muy elevado y a sectores costeros donde no es posible la construcción de obras clásicas de regulación por condicionantes topográficos.

En el municipio de Marbella son varias las experiencias de recarga artificial que se están llevando a cabo en los acuíferos pliocuaternarios de Marbella-Estepona. La empresa de aguas Hidralia realiza dos tipos de recarga artificial: recarga inducida en los acuíferos aluviales de los ríos Verde y Guadalmina, a partir del bombeo intensivo en periodos húmedos, y recarga mediante sondeos de inyección profunda en el acuífero plioceno del Señorío con excedentes invernales captados en un manantial kárstico de Sierra Blanca (norte de Marbella). Estas

1. INTRODUCCIÓN

experiencias y otras de menor entidad se describirán con mayor grado de detalle en el capítulo de hidrogeología (4).

La recarga artificial de acuíferos constituye una modalidad de uso conjunto en la práctica totalidad de sus aplicaciones, puesto que maneja recursos excedentarios que se almacenan en un medio subterráneo a la espera de ser puestos a disposición del usuario en el momento oportuno. En relación con las diferentes estrategias de recarga artificial de acuíferos, en el marco del proyecto europeo DINA-MAR se ha elaborado un sistema de información geográfica para la determinación de zonas susceptibles de aplicar técnicas de recarga gestionada (Fernández-Escalante *et al.*, 2014), así como un listado exhaustivo de los distintos dispositivos de recarga implementados en diferentes regiones del mundo. En la tabla 1.1 se realiza una breve descripción de los distintos métodos existentes (superficiales y subterráneos) para llevar a cabo experiencias de recarga artificial.

Superficiales	En cauces	Serpenteos	Se fundamentan en aumentar el tiempo y la superficie de contacto entre el agua y el terreno, mediante la construcción de diques y/o muros de tierra en forma de L
		Represas	Eliminación de finos del lecho del río para mejorar la infiltración
		Escarificación	Embalses de superficie cuya cerrada no es totalmente impermeable
		Vasos permeables	
	Fuera de cauces	Balsas	Dispositivos alargados, poco profundos y de gran superficie. Infiltración por el fondo
		Fosas	De configuración similar a las balsas. Domina la infiltración por los flancos
		Canales	Dispositivos que siguen la topografía del terreno. Infiltración por el fondo y los flancos
		Campos de extensión	Similar al popular "riego a manta". Infiltración por inundación
Subterráneas		Sondeos y pozos	Perforaciones más o menos profundas equipadas para la inyección de agua
		Simas y dolinas	Aprovechamiento de simas y dolinas para introducir agua en acuífero
		Drenes y galerías	Conducciones horizontales realizadas en el fondo de un pozo de inyección
		Zanjas y sondeos	Gran zanja de infiltración de escasa profundidad rellena de grava con sondeos de recarga

Tabla 1.1. Tabla resumen de las principales actuaciones para la recarga artificial de acuíferos. Fuente (DINA-MAR, 2010)

1.1.2 Los sistemas de apoyo a la toma de decisiones

El concepto de sistemas de apoyo a la toma de decisiones (DSS, por sus siglas en inglés) surgió en la década de los años setenta del pasado siglo como un conjunto de sistemas computacionales en el campo de la teoría de la decisión (Gorry y Scott Morton, 1971), con un gran potencial en la resolución de conflictos relativos a la gestión de los recursos naturales (Courtney, 2001; Beynon *et al.*, 2002). En las últimas décadas se han desarrollado numerosos sistemas de apoyo a la decisión enfocados a la gestión de los recursos hídricos. Estas herramientas se han elaborado con el fin de cumplir una serie de objetivos, como la prevención ante situaciones de sequía, inundaciones y contaminación de aguas.

1.1.2.1 El modelo AQUATOOL para la simulación del uso conjunto de recursos hídrico

Las estrategias de uso conjunto descritas en el epígrafe anterior pueden ser simuladas mediante el uso de distintos sistemas de apoyo a la toma de decisiones. El más utilizado en

1. INTRODUCCIÓN

España es el *software* AQUATOOL (Andreu *et al.*, 1996), desarrollado en la Universidad Politécnica de Valencia (UPV) por el Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente (IIAMA). El sistema de soporte a la decisión (SSD) AQUATOOL aporta diversas herramientas que posibilitan la resolución de gran parte de los problemas que pueden plantearse en el análisis de sistemas de recursos hídricos, desde el punto de vista de la planificación y la gestión del agua.

Los primeros antecedentes del entorno AQUATOOL se remontan a 1982, año en el que la Dirección General de Obras Hidráulicas (D.G.O.H.), el Servicio Geológico de Obras Públicas (S.G.O.P.) y el IIAMA, con la colaboración de la Escuela de Ingenieros de Minas de Madrid, desarrolló el módulo USOCON de simulación de la gestión de una cuenca hidrográfica (Andreu, 1983). Este módulo permitía la definición de demandas urbanas, industriales, agrícolas o hidroeléctricas, embalses, acuíferos y tramos de río con filtraciones. Los resultados derivados de su aplicación estaban relacionados con el cálculo de las garantías de suministro en la explotación de los recursos hídricos, la determinación de dimensiones de nuevas infraestructuras, la evaluación de la influencia de determinadas reglas de operación y el estudio del uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas. Dicho módulo asignaba el reparto del agua según unas reglas de operación predefinidas que podían ser calibradas. El programa USOCON fue aplicado al análisis del uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas de las cuencas hidrográficas de los ríos Júcar y Turia (Andreu *et al.*, 1986).

En 1987 se desarrolló el módulo Optired (Andreu, 1989), con el que se generalizó la resolución del problema de la asignación del agua mediante la generación de una red de flujo y el uso de algoritmos de programación lineal. Este módulo permite optimizar la gestión mensual para largos periodos de tiempo. Dicha característica, junto con un análisis de los resultados, hace posible detectar reglas de operación óptimas para sistemas complejos de recursos hídricos. El módulo Optired se aplicó al estudio de algunos subsistemas del río Ebro, y a los ríos Eugui, Estella y Guindano en Navarra e Iregua en Logroño para el dimensionamiento de embalses y nuevas demandas. El citado módulo permitió la primera simulación de la gestión de recursos hídricos de la cuenca del río Segura. Esta cuenca destaca por su diversidad de usos y recursos hídricos (Andreu y Capilla, 1993), ya que presenta 19 acuíferos (10 conectados al sistema superficial), 3 subsistemas principales de transporte y distribución del agua superficial, 14 embalses y el trasvase de recursos desde el río Tajo. Además, incluye múltiples usos urbanos, industriales, agrícolas e hidroeléctricos, una compleja asignación de derechos de usos del agua y unas demandas que superan, por término medio, los recursos hídricos disponibles.

En un caso tan complejo como el de la cuenca hidrográfica del río Segura, no basta con el análisis de la optimización de la gestión, sino que es necesario recurrir al uso combinado de modelos matemáticos de optimización y simulación (Johnson *et al.*, 1991). En este contexto, se desarrolló el módulo de simulación de la gestión de cuencas - SGC (Andreu *et al.*, 1989), el cual incluye también la optimización de una red de flujo conservativa que, a diferencia del modelo de optimización, se formula para resolver la gestión a escala mensual. Otra diferencia fundamental entre el módulo de simulación y el de optimización es que el primero requiere la definición de las reglas de operación que prioricen el uso de unos recursos frente a otros.

En 1989, se utilizaron los módulos SGC (Simulación de la Gestión de Cuencas) y Optired en el análisis de la gestión conjunta de las aguas subterráneas del sistema del río Mijares, en la

provincia de Teruel (Valencia). A partir de 1990, se desarrollaron nuevas aplicaciones para aumentar las posibilidades de análisis y facilitar el uso de los modelos, con el fin de elaborar un DSS orientado al análisis de la gestión integral de sistemas de recursos hídricos. Dicha herramienta de apoyo a la toma de decisiones recibió el nombre de AQUATOOL (Andreu *et al.*, 1991). En el periodo 1993 - 1994 se aplicó al sistema de recursos hídricos del río Guadalquivir, con objeto de evaluar las garantías de suministro para usos agrícolas (CAPJA, 1984). En los años posteriores se inició el diseño y desarrollo del módulo AQUIVAL (Andreu y Capilla, 1996) para el pre-proceso y simulación de acuíferos por el método de los autovalores (Andreu y Sahuquillo, 1987). Esto permitió la integración de las aguas subterráneas en el módulo de simulación de la gestión incluido en AQUATOOL (SIMGES).

Durante los años 1994 y 1995, la oficina de planificación de la Confederación Hidrográfica del Tajo elaboró un DSS para la simulación y optimización del sistema de explotación del río Tajo con AQUATOOL. Los resultados de estos trabajos fueron utilizados en la definición del Plan Hidrológico de Cuenca. El análisis de la gestión de la cuenca del río Tajo motivó el desarrollo de nuevos elementos en los módulos previos y de nuevas herramientas de análisis. En este periodo se generó la primera versión del módulo de simulación múltiple con estimación del riesgo de sequías (SIMRISK). Sus primeras aplicaciones se enfocaron al análisis de la gestión del Trasvase Tajo-Segura (Andreu, 1994; Solera, 1997) y del sistema de recursos hídricos del río Segura (CHS, 1996). A diferencia de los módulos anteriores que se aplican en la fase de planificación, el módulo SIMRISK está orientado a la fase de gestión. Durante la sequía del año hidrológico 2004-2005 se utilizó este módulo como herramienta de análisis de las alternativas de gestión para paliar sus efectos a medio plazo.

A partir de 1996, el entorno AQUATOOL fue utilizado por el Centro de Estudios Hidrográficos (CEH-CEDEX) para el análisis de la gestión del sistema unificado nacional, cuyos resultados se incluyeron en el Libro Blanco del Agua en España (MIMAM, 2000) y en los anejos relativos al análisis de los sistemas hidrológicos del Plan Hidrológico Nacional.

La mejora y actualización del módulo SIMRISK propició el desarrollo de la metodología de operación de sistemas basada en la estimación del riesgo, en la que se incluyen módulos que facilitan la calibración y el uso de modelos ARMA (*AutoRegressive Moving Average models*) para el análisis de la gestión de sistemas de recursos hídricos. Posteriormente estos módulos se han perfeccionado con el desarrollo de nuevos modelos basados en la teoría de redes neuronales artificiales (Ochoa-Ribera *et al.*, 2002). El módulo de cálculo que incluye todos los procesos mencionados se denomina MASHWIN (Análisis de Series Hidrológicas en entorno Windows).

Como consecuencia de la publicación de la Directiva Marco Europea del Agua (DMA) se iniciaron varios proyectos de mejora del software AQUATOOL que permitieron analizar aspectos importantes, tales como la calidad de las aguas y el coste-eficacia del programa de medidas. En 2004, se programó la primera versión del módulo GESCAL (Gestión de la calidad) para la simulación de la calidad de aguas a escala de cuenca hidrográfica (Paredes-Arquiola, 2004). Este módulo permite simular procesos de degradación, oxidación, ciclo del nitrógeno y ciclo del fósforo, sobre todos los elementos previamente modelados con SIMGES.

1. INTRODUCCIÓN

En el año 2006 se empezó a utilizar una nueva interfaz gráfica de usuario que sustituyó a las versiones anteriores. Dicha interfaz, denominada AQUATOOLDMA, se diseñó con el objetivo de facilitar su uso parte de los usuarios y permitir a otros programadores crear nuevas aplicaciones que mejoraran las posibilidades de análisis y de trabajo del producto final. AQUATOOLDMA traslada todos los datos y resultados de la simulación a una base de datos en formato de Microsoft Access e incluye un visualizador SIG que permite enlazar los elementos de AQUATOOL con una imagen real del sistema de recursos hídricos. Además, integra el manejo de todos los módulos de cálculo y escenarios de gestión en una única pantalla. En el año 2014 se empezaron a programar las primeras versiones del software AQUATOOL+, actualizadas y mejoradas con respecto a AQUATOOLDMA.

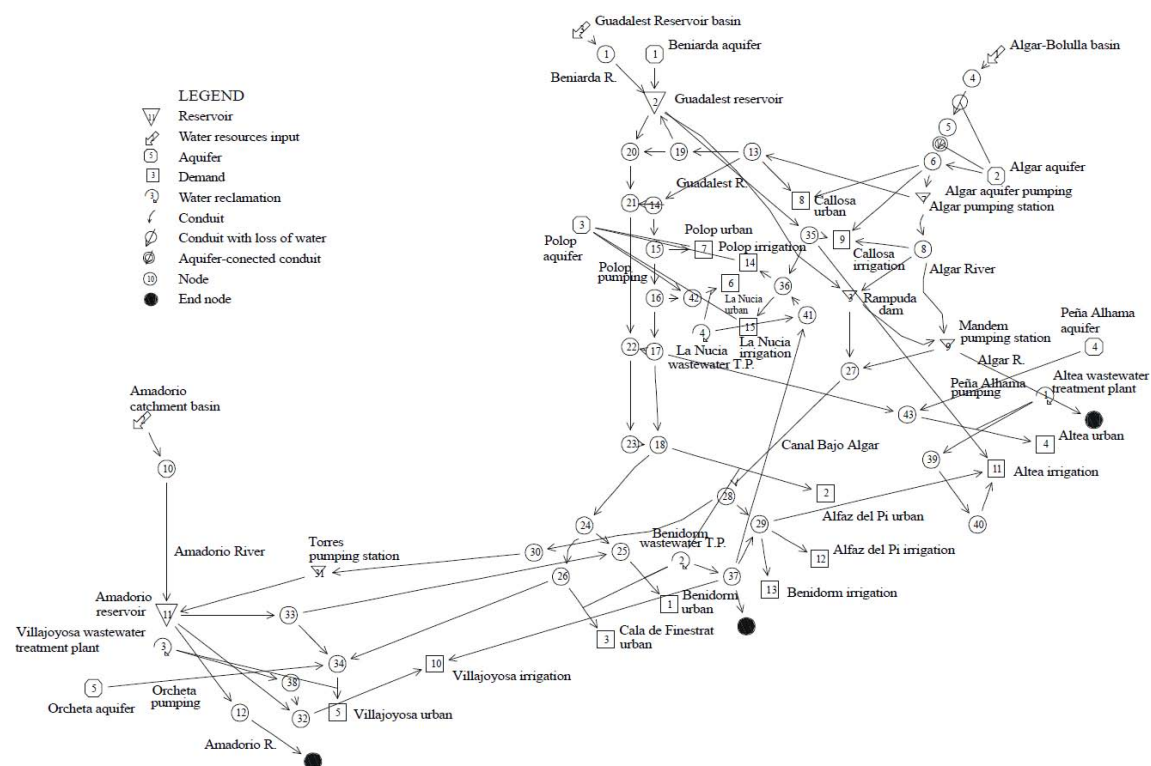


Figura 1.4. Esquema topológico del sistema de abastecimiento de la Marina Baja elaborado con SIMGES. Tomado de Castaño-Castaño et al. (2000)

El sistema de apoyo a la toma de decisiones AQUATOOL forma parte de una línea de investigación en continuo desarrollo, que proporciona herramientas de gestión en sistemas de recursos hídricos de distinta índole. En la siguiente figura se presenta, a modo de resumen, un esquema con los diferentes módulos que lo integran.

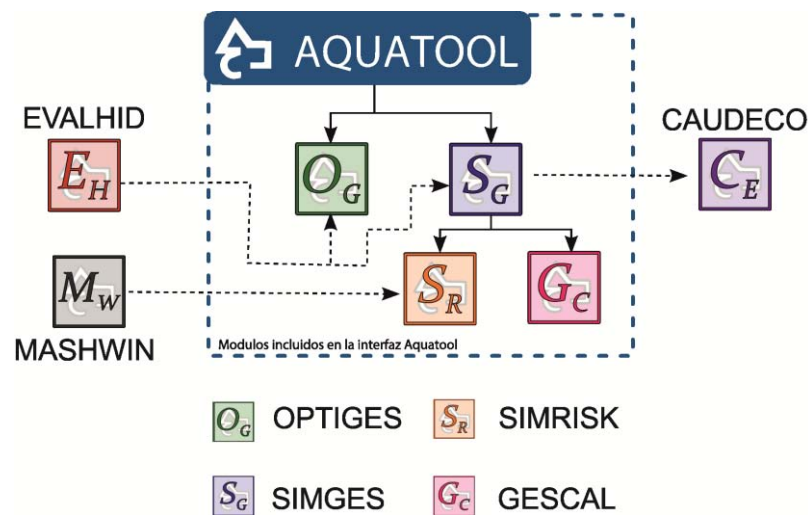


Figura 1.5. Estructura de los diferentes módulos que componen el sistema de apoyo a la toma de decisión AQUATOOL

1.1.2.2 Otros modelos de apoyo a la toma de decisiones en la gestión del agua

Además de AQUATOOL, existen otros sistemas de apoyo a la toma de decisiones que se han utilizado o se utilizan en la planificación y gestión de los recursos hídricos en todo el mundo. A este respecto, cabe mencionar el modelo 'WaterWare' (Fedra, 1994; Jamieson y Fedra, 1996a; Jamieson y Fedra, 1996b), NELUP (Dunn *et al.*, 1996), Floodss (Catelli *et al.*, 1998), MODSIM (Labadie *et al.*, 2000), DSSIPM (Da Silva *et al.*, 2001), WEAP (SEI, 2005), RIBASIM - DELTARES (Delft Hydraulics, 2006) y WARGI-SIM (Sechi y Sulis, 2009).

Los sistemas de apoyo a la decisión están diseñados para satisfacer las necesidades que surgen en los procesos de planificación y toma de decisiones (Assaf *et al.*, 2008), mediante la definición de prioridades y niveles de preferencia en el abastecimiento. Sulis y Sechis (2013) realizaron un estudio comparativo de distintos sistemas de apoyo a la toma de decisiones. Los modelos analizados fueron AQUATOOL, MODSIM, WEAP, RIBASIM y WARGI-SIM. Todos ellos tienen módulos integrados que permiten modelizar la calidad del agua y el flujo subterráneo en acuíferos, pero la mayoría de los componentes y algoritmos que integran dichos módulos son relativamente simples en comparación con el estado del arte existente (Sulis y Sechi, 2013). Aun así, los modelos MODSIM y WEAP tienen la capacidad de integrarse con MODFLOW, una herramienta matemática tridimensional de diferencias finitas, con el objetivo de evaluar cómo los cambios producidos en los niveles piezométricos y el volumen almacenado en el acuífero pueden afectar a las garantías de suministro del sistema y viceversa. A continuación se realiza una breve descripción de las principales características de cada modelo de apoyo a la toma de decisiones.

MODSIM (Labadie *et al.*, 2000) es un DSS que fue desarrollado a finales de la década de los setenta del siglo XX en la Universidad de Colorado (EEUU) y ha sido objeto de continuas actualizaciones, la última de ellas con fecha de 22 de febrero de 2016. Dicho modelo de apoyo a la toma de decisiones presenta una gran cantidad de herramientas para resolver problemas específicos del agua sin necesidad de tener que modificar el código matemático. Los principales

1. INTRODUCCIÓN

elementos del esquema topológico se refieren a las demandas, los embalses, las conducciones y los retornos de agua al sistema (Fig. 1.6). MODSIM simula la distribución de agua en el sistema para cada paso de tiempo, mediante una solución secuencial basada en un problema de optimización de flujo, donde las no-linealidades, tales como los procesos de evaporación, las pérdidas en canales, etc., son evaluadas mediante el uso de un procedimiento de aproximaciones sucesivas. El problema de optimización se resuelve con el algoritmo denominado '*Lagrangian relaxation*', RELAX-IV (Bertsekas and Tseng, 1994). Existen rutinas que simulan el comportamiento de los embalses y permiten su división en distintas zonas de operación. Dichas zonas pueden ser usadas para controlar la distribución espacial del volumen almacenado en el embalse. Además, las reglas de operación ligadas a la regulación de embalses y a la distribución de la demanda de agua se basan en variables hidrológicas de estado definidas por el usuario. La conexión con el modelo de simulación de aguas subterráneas MODFLOW permite la incorporación de los recursos de origen subterráneo y la modelización de las relaciones río-acuífero.

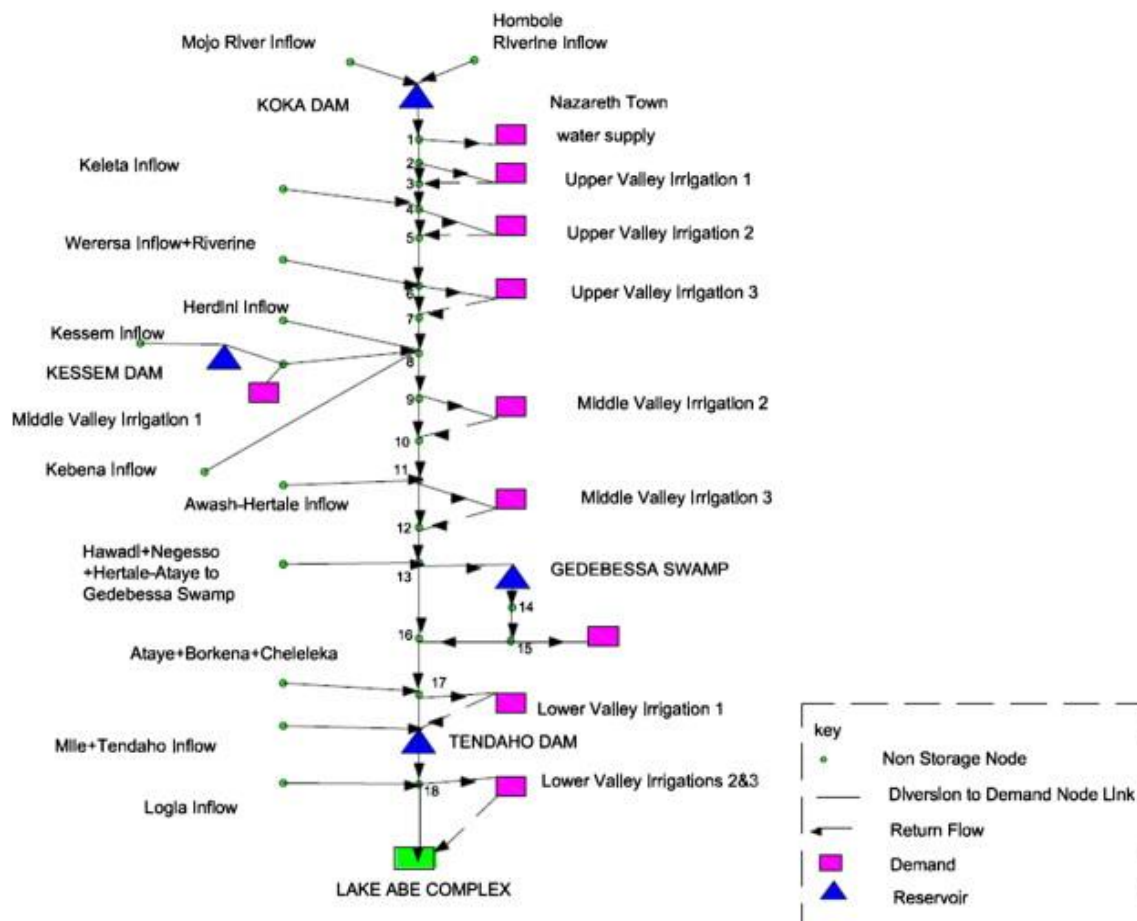


Figura 1.6. Esquema de simulación de recursos hídricos con el software MODSIM. Tomado de Berhe et al. (2013)

RIBASIM (Delft Hydraulics, 2006) permite la simulación de un sistema a escala de cuencas hidrográficas bajo diferentes condiciones hidrológicas. La comparación de distintos escenarios de gestión de recursos hídricos se basa en el establecimiento de unos objetivos a partir de una interfaz gráfica muy potente. El análisis de la demanda de agua tiene en cuenta aspectos demográficos, económicos y de gestión del recurso y permite comparar diferentes escenarios, actuales y futuros. La producción agrícola y el daño a los cultivos debido a periodos

1. INTRODUCCIÓN

de escasez de recursos pueden ser evaluados. RIBASIM proporciona reglas de operación fijas basadas en volúmenes de almacenamiento objetivos y zonaciones múltiples.

El modelo WARGI (Sechi y Sulis, 2009) es una herramienta enfocada al análisis de las relaciones existentes entre las demandas de agua y los recursos hídricos disponibles en sistemas de abastecimiento con múltiples embalses. Desde los años noventa del pasado siglo, se han incorporado nuevos módulos gracias al trabajo realizado por el grupo de investigación en recursos hídricos de la Universidad de Cagliari (Italia). La capacidad de modelación de WARGI incluye varios módulos interconectados para la simulación (WARGI-SIM) y optimización (WARGI-OPT) de sistemas de recursos hídricos, la gestión de la calidad del agua en los embalses (WARGI-QUAL) y la optimización de varios escenarios de uso del agua (WARGI-SCEN). La distribución del agua en el sistema se basa en el uso de preferencias y prioridades en el suministro. El usuario puede definir volúmenes de reserva en el embalse para satisfacer las demandas de mayor prioridad. La simulación y optimización de sistemas complejos de recursos hídricos se facilita mediante el uso de un sistema de información geográfica acoplado al modelo.

El modelo WEAP (SEI, 2005) fue desarrollado por el Instituto de Medioambiente de Estocolmo en su sede americana (Boston, EEUU). Mediante la utilización de un algoritmo de programación lineal, cada demanda de agua y fuente de recursos recibe un nivel de prioridad. El algoritmo lineal resuelve el problema de la distribución del agua maximizando la satisfacción de las distintas demandas, mientras se realizan reglas de operación en los embalses para minimizar la distancia con respecto a las condiciones ideales. El problema de la distribución de los recursos hídricos se resuelve de forma iterativa, lo cual supone un gasto computacional considerable en términos de tiempo. La conexión con un modelo de aguas subterráneas (MODFLOW) permite la simulación de relaciones río-acuífero. WEAP integra los procesos que tienen lugar en el ciclo hidrológico con la gestión de la demanda y oferta del agua. Uno de los principales objetivos del proyecto es permitir la evaluación de múltiples escenarios bajo distintas condiciones climáticas, demográficas y escenarios de demanda de agua.

Dado que el *software* AQUATOOL se ha utilizado en la elaboración de los Planes Hidrológicos a nivel nacional y se ha probado su calidad en numerosas publicaciones de impacto, se ha optado por aplicar dicho modelo al sistema de abastecimiento de la Costa del Sol Occidental.

1.1.3 Antecedentes

A continuación se presentan brevemente algunos ejemplos de aplicación de las metodologías de uso conjunto de recursos hídricos. Dichos ejemplos corresponden al modelo de gestión de agua en el estado de California (USA), a las estrategias de gestión conjunta de las provincias de Alicante y de Jaén, y a los diferentes estudios de ámbito regional y local relacionados con el sistema de abastecimiento de la Costa del Sol Occidental.

1.1.3.1 *Ámbito internacional (California)*

El estado de California (EEUU) presenta problemáticas de carácter hídrico muy similares a las que existen en gran parte del territorio español, debido a que ambas regiones se encuentran un contexto climático de tipo mediterráneo. El estado de California muestra una clara desconexión espacial y temporal relacionada con la disponibilidad y demanda de sus recursos (Hanak *et al.*, 2011). Por una parte, el norte del estado presenta una pluviometría que casi duplica a la que se registra en el extremo sur y, además, las principales demandas para abastecimiento urbano y regadío se encuentran en la mitad-sur del territorio (desconexión espacial). Por otro lado, y al igual que ocurre en las regiones turístico-costeras de clima mediterráneo del estado español, existe también una elevada concentración de la demanda de agua en los meses de verano, mientras que la mayor parte de las aportaciones que reciben los embalses y los acuíferos tienen lugar en los meses de invierno y primavera (desconexión temporal).

Ante esta situación, California emprendió una serie de obras de ingeniería de gran calado y dimensión, a principios del siglo pasado, en lo que se denominó la "Era Hidráulica". En el estado de California hay inventariadas más de 1300 presas, construidas principalmente durante dicho periodo, al igual que la mayoría de los acueductos y canales que conectan y vertebran el sistema de recursos hídricos (Fig. 1.7). El uso de las aguas subterráneas depende en gran medida del tipo de año hidrológico (seco, medio o húmedo) y de la región geográfica (norte – sur). La mayoría de la escorrentía superficial generada en los cursos altos de los ríos discurre hacia el valle central y termina recargando a los acuíferos.

Por lo que respecta al uso de las aguas subterráneas, su aprovechamiento se concentra en años secos y se destina principalmente a la satisfacción de las demandas urbanas y agrícolas de ciertas regiones (Fig. 1.8). Por tanto, se trata de un sistema de recursos hídricos caracterizado por el uso alternativo de aguas superficiales y subterráneas. La explotación de los acuíferos está siendo objeto de regulación por parte del gobierno central mediante la redacción y puesta en marcha de planes de gestión de aguas subterráneas (GMP, por sus siglas en inglés). Dichos planes ya se venían realizando con anterioridad al año 2014, pero su aprobación se ha potenciado a raíz de los últimos periodos de sequía. La utilización de recursos no convencionales representa menos del 0,3% con respecto al total de recursos incorporados al sistema (Hanak *et al.*, 2011). Esta estrategia contempla mínimamente la desalinización y un uso incipiente de las aguas regeneradas para el riego de los campos de golf. El crecimiento de la población, los impactos derivados del cambio climático, el establecimiento de criterios ecológicos en la gestión del agua y la existencia de una administración descentralizada (infraestructuras hidráulicas de ámbito estatal, federal y local) plantean oportunidades y retos en la gestión del agua en California.

Durante los últimos años, los problemas del agua en California han crecido en complejidad, lo que ha requerido nuevos enfoques metodológicos con objeto de identificar las posibles soluciones. Los avances alcanzados en el manejo de bases de datos y en los algoritmos de simulación posibilitaron el desarrollo de un *software* denominado CALVIN, enfocado al análisis hidro-económico de los problemas del agua. La programación de dicho modelo tuvo

1. INTRODUCCIÓN

lugar en la Universidad de Davis (California), en el grupo de investigación “*Center for Watershed Sciences*”. Dicho modelo permitió analizar un elevado número de escenarios de gestión de recursos hídricos e incluir la evaluación conjunta de aspectos económicos, sociales y ambientales para un periodo de simulación de 72 años (1921 – 1993). La gestión sostenible de los recursos hídricos mediante el uso conjunto de recursos convencionales y no convencionales es uno de los principales objetivos del modelo.

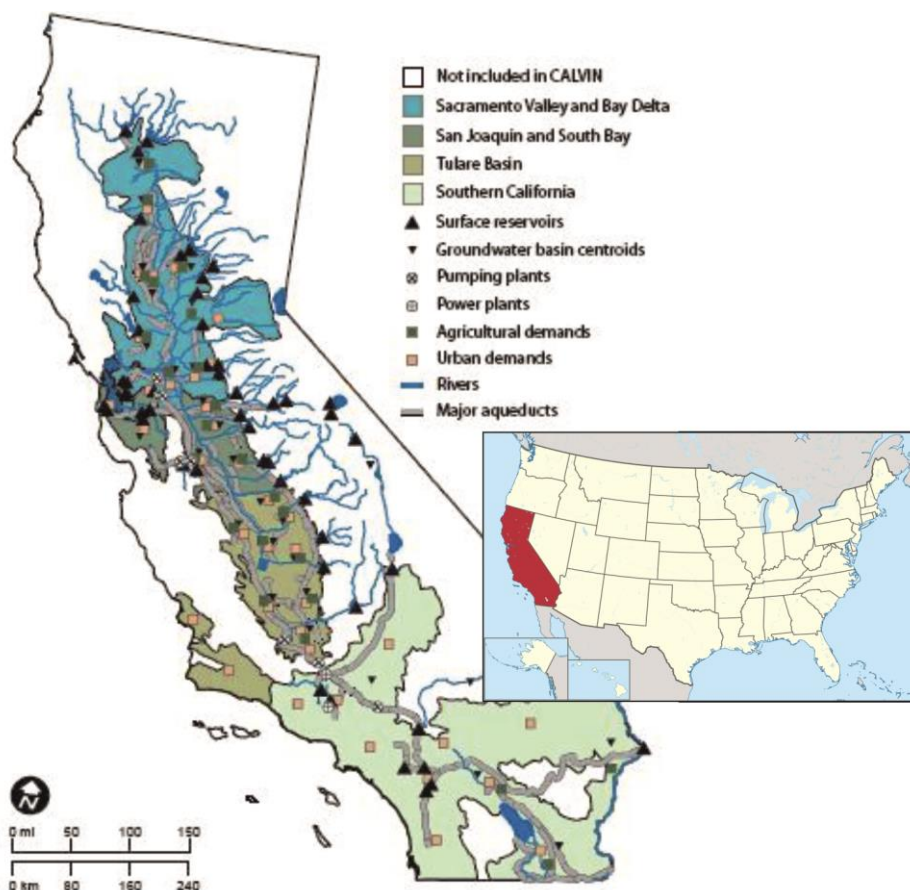


Figura 1.7. Esquema conceptual de la gestión del agua en el estado de California incorporado al modelo CALVIN. Tomado de Hanak et al. (2011)

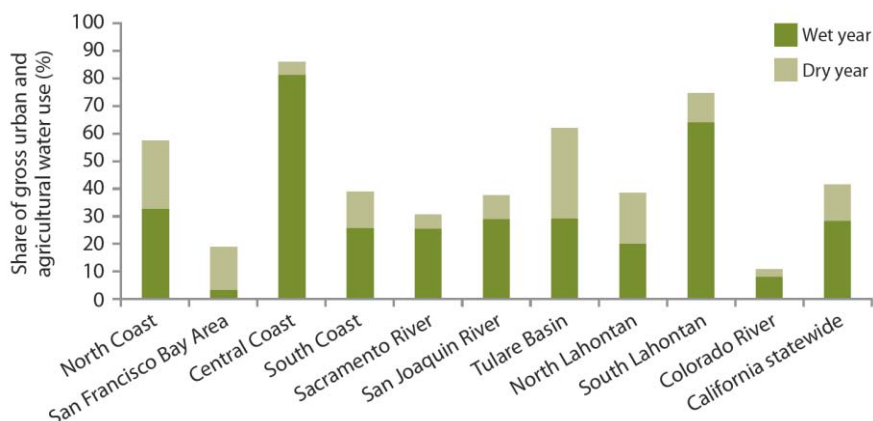


Figura 1.8. Porcentaje de utilización de aguas subterráneas con respecto al total de recursos para la satisfacción de demandas de agua urbanas y agrícolas en el periodo 1998 – 2005. Los años secos y húmedos se refieren a 2001 y 1998, respectivamente. Tomado de Hanak et al. (2011)

1. INTRODUCCIÓN

1.1.3.2 *Ámbito nacional*

1.1.3.2.1 Provincia de Alicante

La principal característica de los estudios de uso conjunto que se han realizado en la provincia de Alicante es su enorme complejidad (Castaño-Castaño *et al.*, 2000). Se trata de estudios que implican un gran número de cálculos, así como la recopilación información diversa, por lo que cada proyecto precisa de un tiempo de ejecución relativamente largo, que se ha estimado en dos o tres años. Los primeros estudios que se plantearon fueron la recarga artificial en los acuíferos de Vergel-Denia y el modelo de uso conjunto de la Marina Baja. Dichos estudios se iniciaron a mediados de la última década del siglo pasado. Posteriormente se emprendió el estudio que contemplaba el modelo de uso conjunto del Alto Vinalopó y, una vez finalizado éste, se abordó el modelo del Medio Vinalopó, así como estudios específicos y puntuales de recarga artificial en distintos acuíferos de la Marina Alta (DPA-IGME, 2010). En la actualidad, se está realizando el modelo de uso conjunto de todos los sistemas hídricos del sur de la provincia de Alicante, que implica la elaboración de estudios específicos en los acuíferos de la Vega Baja del río Segura, Torrevieja, Cabo Roig y Crevillente. Asimismo, se está trabajando en el desarrollo de modelos de flujo de parámetros distribuidos en diversos acuíferos de la comarca del Vinalopó, con objeto de complementar los esquemas de uso conjunto realizados hasta la fecha.

El Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Diputación Provincial de Alicante (DPA) llevaron a cabo, en el año 2010, la simulación de distintos escenarios de gestión conjunta con el módulo SIMGES de AQUATOOL. Dicha simulación incluyó los diferentes sistemas de explotación situados a lo largo de la geografía de la provincia de Alicante. En todas las hipótesis realizadas se tuvieron en cuenta consideraciones de tipo ecológico y medioambiental, con objeto de promover estrategias de utilización del agua relacionadas con la conservación del recurso y la gestión de la demanda.

La metodología utilizada por el IGME y la DPA se dividió en tres etapas. Primero, se llevó a cabo una simulación de la situación actual del sistema de recursos hídricos. Dicha simulación se utilizó para detectar si el sistema presentaba fallos, la magnitud de los mismos y el lugar donde se producían. También abordaba la respuesta del sistema bajo distintas hipótesis de aumento o disminución de la demanda, en función de los usos agrarios, con objeto de evaluar verdaderas demandas y no dotaciones teóricas, así como analizar las consecuencias de la utilización de nuevas fuentes de recursos o la sustitución de los actuales por aguas desalinizadas y/o regeneradas. En una segunda simulación, se evaluaron las diferentes alternativas de gestión y se compararon los resultados obtenidos. Finalmente se integró toda la información generada en un último escenario, con las actuaciones que proporcionaron mejores resultados en términos de garantía de suministro (DPA-IGME, 2010).

1. INTRODUCCIÓN

1.1.3.2.2 Sistema Quiebrajano – Víboras (provincia de Jaén)

El estudio de uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas en el sistema Quiebrajano – Víboras (Fig. 1.9) sigue el mismo esquema metodológico que los estudios desarrollados en la provincia de Alicante, con el cálculo inicial de aportaciones en régimen natural y la definición de las demandas de agua, junto con las infraestructuras de captación y distribución de recursos. Dicho sistema está constituido por dos embalses (Quiebrajano y Víboras) y 15 acuíferos, que suministran agua potable a una población estimada de 221.000 personas y dotan de recursos a un sector agrícola con una superficie regable de 4.100 hectáreas (Murillo y Navarro, 2006).

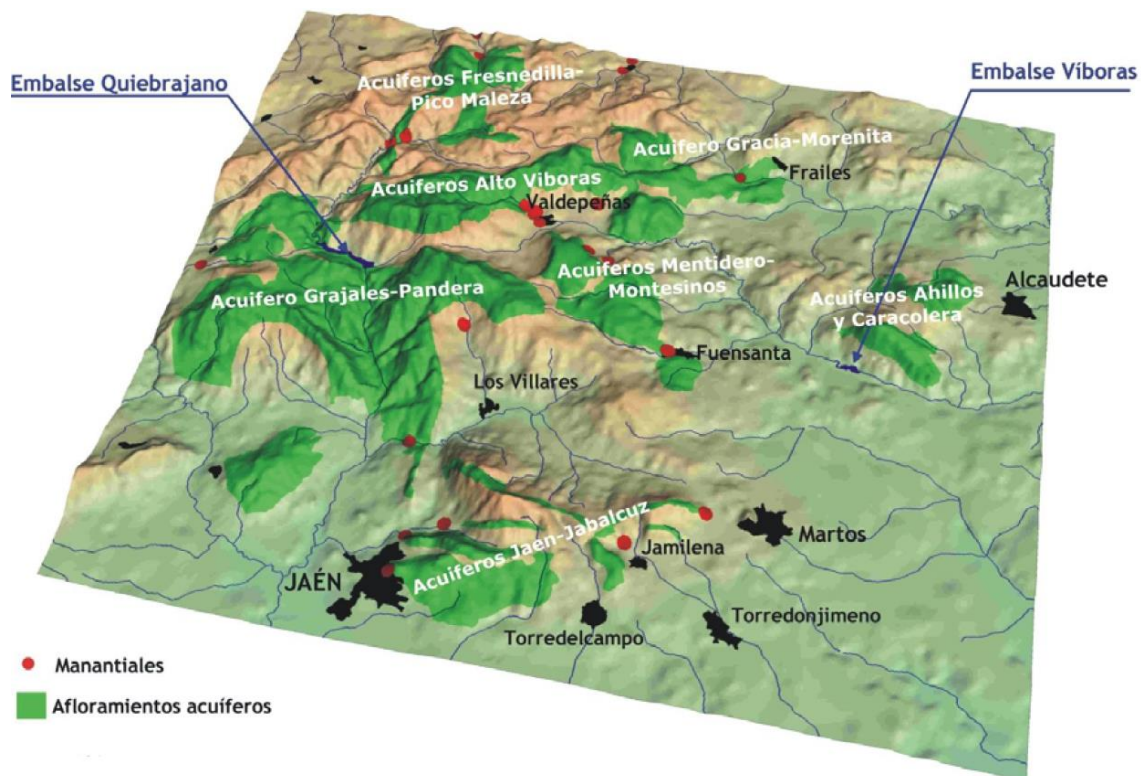


Figura 1.9. Mapa de situación del sistema de recursos hídricos del Quiebrajano – Víboras. Tomado de IGME – AAA (2005)

La simulación del uso conjunto del sistema Quiebrajano – Víboras se realizó con el *software* AQUATOOL, mediante el módulo SIMGES. Los escenarios de gestión conjunta simulados se basaron en la interconexión o desconexión entre los subsistemas de Quiebrajano y Víboras. En dichos escenarios se aplicaron métodos específicos para el cálculo del régimen de caudales ecológicos en zonas de especial protección. El análisis de las diferentes alternativas de gestión se basó en tres aspectos principales: la maximización de las garantías de suministro urbano, el cumplimiento del régimen de caudales ecológicos y la minimización de los costes de suministro de la demanda de agua urbana. La elección de la estrategia de gestión con el menor coste económico se basó en el cálculo de los costes unitarios del agua (Murillo *et al.*, 2010). Estos costes variaron en función de la tarifa en alta de las diferentes fuentes de suministro y del volumen medio anual suministrado por dichas fuentes. Este cálculo es interesante desde el

1. INTRODUCCIÓN

punto de vista de la evaluación de la sostenibilidad a medio y largo plazo de las actuaciones planteadas, debido a que el escenario de gestión que permite obtener las mayores garantías de suministro puede que no coincida con el de menor coste económico.

1.1.3.3 *Ámbito regional*

1.1.3.3.1 Modelos de simulación de recursos hídricos en la provincia de Málaga

Se presentan a continuación dos estudios que se realizaron en la provincia de Málaga sobre el uso conjunto de recursos hídricos. En el año 1986 se publicó el trabajo denominado “Estudio de utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas en la cuenca del río Guadalhorce y Costa del Sol Occidental (Málaga)”. Dicho trabajo fue realizado por el antiguo Servicio Geológico de la Dirección General de Obras Hidráulicas, perteneciente al Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (M.O.P.U). Los resultados del modelo de simulación ya incluían, en el sector de la Costa del Sol Occidental, las importantes fluctuaciones estacionales de la población en los municipios costeros, con variaciones estimadas entre la población censada y estacional cercanas al 500% en el núcleo de población de Mijas (M.O.P.U, 1986). La aplicabilidad de los resultados obtenidos en el estudio de 1986 es limitada, debido, por un lado, a la fecha del proyecto y, por otro, a que los esfuerzos se centraron en describir con mayor nivel de detalle el funcionamiento hidrológico e hidrogeológico de la cuenca hidrográfica del río Guadalhorce, así como las demandas de agua que se cubrían con recursos procedentes de dicha cuenca.

En el periodo 2000 – 2002, la U.T.E Intecsa-INIMA llevó a cabo la asistencia técnica del proyecto “Estudio de utilización conjunta de los recursos superficiales y subterráneos del río Guadalhorce. TT.MM. varios (Málaga)”. El trabajo se dividió en once capítulos: la recopilación y análisis de antecedentes, el estudio de las demandas y usos del agua, el inventario y análisis de las infraestructuras hidráulicas existentes, el estudio de aportaciones y modelización hidrológica, la caracterización hidrogeológica preliminar de los principales acuíferos, el análisis del suministro con fuentes de recursos no convencionales, la modelización del acuífero carbonático de la Sierra de Mijas, la simulación del sistema global mediante el software AQUATOOL y el análisis de alternativas y estudio de las estrategias de uso. La principal limitación para el cumplimiento de las garantías de suministro urbano estaba relacionada con la contaminación de los recursos almacenados en la presa del Guadalhorce debido a la descarga en la cola del embalse de aguas con un alto contenido en sales (surgencias de Meliones). Dicha problemática se ha mitigado desde la puesta en funcionamiento de la planta desalobradora del Atabal, que trata las aguas procedentes del conjunto de embalses del río Guadalhorce. El acuífero carbonático de la Sierra de Mijas se incluyó en el modelo de simulación como una reserva estratégica de agua, especialmente en periodos de escasez de recursos hídricos. Dicha inclusión se justificaba por la previsible declaración de sobreexplotación en el año 2002, que, *a priori*, habría repercutido en una recuperación de los niveles piezométricos. En la actualidad, la masa de agua subterránea de la Sierra de Mijas sigue sin estar declarada oficialmente como sobreexplotada, a pesar de las tendencias descendentes de los niveles piezométricos y al uso intensivo de sus recursos.

1. INTRODUCCIÓN

En relación con los modelos de simulación de recursos hídricos en el sistema de abastecimiento de la Costa del Sol Occidental existen distintos trabajos de ámbito nacional y regional. Su descripción se realiza en el capítulo 5, apartado 5.5.1, con objeto de contextualizar los resultados derivados de dichos trabajos en el marco del subsistema de explotación I-3 (Costa del Sol Occidental).

1.2 Objetivos

Los objetivos que se plantean en esta Tesis Doctoral son los siguientes:

- Caracterizar el estado hidrodinámico e hidroquímico de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona, con especial énfasis en la determinación del área de infiltración efectiva y de los balances hídricos en cada una de las formaciones objeto de estudio, y analizar las relaciones río-acuífero en los principales cursos superficiales.
- Modelizar las aportaciones de la cuenca hidrográfica del río Verde, con objeto de caracterizar su funcionamiento hidrológico y estimar caudales en cuencas no aforadas del área de estudio.
- Proponer indicadores de sequía en la Costa del Sol Occidental a partir de distintos tipos de variables e índices.
- Simular la gestión de los recursos hídricos en la Costa del Sol Occidental en la situación actual, mediante la calibración de un modelo de apoyo a la toma de decisiones.

1.3 Metodología

La presente Tesis Doctoral trata sobre la gestión del agua en una zona turística de gran relevancia internacional como es la Costa del Sol Occidental. Durante el desarrollo de la investigación se ha recabado información sobre las principales fuentes de suministro del sistema de abastecimiento de la Costa del Sol. Dicha información se ha obtenido gracias a la colaboración de las empresas ACOSOL e Hidralia y también de la Delegación Provincial de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía en Málaga. Además, el laboratorio municipal de aguas del Ayuntamiento de Marbella ha contribuido al desarrollo de la Tesis Doctoral. En los siguientes capítulos se describen aspectos relativos al funcionamiento y gestión del sistema de abastecimiento de la Costa del Sol y al papel que juegan en él las aguas subterráneas y los recursos no convencionales (aguas desalinizadas y regeneradas).

Para alcanzar los objetivos marcados se han llevado a cabo trabajos de diverso tipo (de campo, de laboratorio y gabinete) y una exhaustiva recopilación bibliográfica y solicitud de información a las distintas entidades gestoras del agua. El procedimiento metodológico aplicado en las investigaciones presentadas en esta Memoria está basado en una serie de trabajos coordinados, que se describen a continuación.

1. INTRODUCCIÓN

1.3.1 Trabajos de campo

Los trabajos de campo se han centrado en los principales cursos de agua superficial (ríos Padrón, Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza, Verde y Real) y acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona, así como en la relación existente ríos y acuíferos.

1.3.1.1 Cartografía geológica

La cartografía geológica de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona, que se recoge en las hojas de Estepona (1072), Marbella (1065) y Coín (1066), correspondientes al Mapa Geológico Nacional (MAGNA), ha sido objeto de actualización tras realizar 3 campañas de reconocimiento en el área de estudio. Los trabajos se centraron en las inmediaciones del río Guadalmina, norte de San Pedro de Alcántara y sector de Nueva Andalucía-Aloha. Dichas campañas permitieron verificar la existencia de afloramientos de margas miocenas y de arcillas y areniscas del Flysch del Campo de Gibraltar (Aguado *et al.*, 1990) en áreas cartografiadas en el MAGNA como materiales de edad Plioceno y Cuaternario.

1.3.1.2 Inventario de puntos de agua

Se ha llevado a cabo la actualización del inventario de puntos de agua, para lo cual se ha contado con el apoyo de la empresa Hidralia y la colaboración de los responsables de las principales urbanizaciones de la zona, así como de los técnicos del Laboratorio Municipal del Ayuntamiento de Marbella. El número de captaciones incluido en el inventario fue aumentando durante el transcurso de la Tesis Doctoral, hasta alcanzar un total de 244 pozos y sondeos.

En los sondeos inventariados se realizaron 7 campañas de control hidrodinámico (piezometría) y 5 de muestreo para hidroquímica.

1.3.1.3 Medidas del nivel piezométrico

El control del nivel piezométrico se ha realizado con una sonda marca OTT de 50 metros, en un total de 70 captaciones (última campaña). La periodicidad de medida fue mensual. Dichas campañas se planificaron para registrar, en la medida de lo posible, niveles estáticos (sin influencia de bombeos).

1. INTRODUCCIÓN

1.3.1.4 Recogida de muestras de agua y medida de parámetros físico-químicos

Al mismo tiempo que se realizaban las campañas de control piezométrico, y con periodicidad cuatrimestral, se programaron 5 campañas de control hidroquímico en los meses de noviembre de 2012 y abril y septiembre de 2013 y 2014. En campo se tomaban dos muestras de agua, una para isótopos estables del agua y otra para el resto de determinaciones analíticas. En cada punto se medían "in situ" el pH, la temperatura y la conductividad eléctrica del agua, con una sonda multiparamétrica de la marca HACH. En la campaña de abril de 2014 se tomaron muestras de agua para analizar metales pesados, lo cual requirió de acidificación a pH inferior a 2, con ácido nítrico concentrado, para evitar procesos de precipitación.

1.3.1.5 Medidas de caudal (aforos)

En relación con las aguas superficiales, entre enero de 2013 y marzo de 2015, se aforaron mensualmente los caudales de los principales ríos de la zona de estudio. Se seleccionaron puntos de medida, aguas arriba y aguas abajo de los afloramientos permeables, en función de su accesibilidad y de la representatividad del aforo. En los meses de verano únicamente fue posible en los ríos Real y Padrón, debido no sólo a la ausencia de flujo de agua superficial sino también a la regulación a la que se ven sometidos los ríos Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza y Verde. Los caudales se estimaron mediante aforo químico, con un equipo de la marca SalinoMADD. A lo largo de las campañas de aforos se tomaron muestras de agua para su posterior análisis en el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga.

1.3.1.6 Monitorización del estado hidrodinámico e hidroquímico

Con el objetivo de conocer el comportamiento hidrodinámico e hidroquímico de los acuíferos pliocuaternarios de Marbella-Estepona, en un piezómetro cercano al cauce del río Guadaiza, se han instalado equipos de registro continuo de conductividad eléctrica, temperatura y profundidad del agua. Para el control de la profundidad del nivel piezométrico, se ha utilizado un sensor *Odyssey*, que registra medidas con periodicidad de 30 minutos. Por otro lado, con una sonda *HOBO*®, se han medido las variaciones de temperatura y conductividad eléctrica del agua en el punto de control, con periodicidad horaria.

1.3.2 Trabajos de laboratorio

En el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga, se han analizado los componentes químicos mayoritarios (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-), además

1. INTRODUCCIÓN

de F^- y Br^- , tanto de las aguas superficiales como de las subterráneas. Las determinaciones analíticas se realizaron mediante cromatografía iónica: equipo Professional Metrohm 881 Compact IC (aniones) y 792 Basic IC (cationes), a excepción de la alcalinidad que se midió por volumetría. El equipo de cromatografía cuenta con automuestreadores para 36 (cationes) y 148 viales (aniones). Las muestras de agua cuyos análisis presentaban un error superior al 5% no se han utilizado en la caracterización hidrogeoquímica de los acuíferos. La composición isotópica del agua ($\delta^{18}O$, δ^2H) se ha determinado con un equipo Picarro mods. L_{2120i} -CRS en muestras de aguas subterráneas y superficiales.

En la campaña de abril de 2014 se tomaron muestras para el análisis de los principales metales pesados presentes en las aguas subterráneas y superficiales. En los Servicios Centrales de Investigación de la Universidad de Málaga (SCAI) se analizaron 10 metales (Al, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, As, Se, Si) mediante espectrometría de masas de alta resolución con plasma acoplado inductivamente (ICP-HRMS). Cada muestra se diluyó en función de su conductividad eléctrica y se añadió una concentración conocida de patrón interno.

1.3.3 Trabajo de gabinete

1.3.3.1 Recopilación bibliográfica

Se ha llevado a cabo una recopilación de la bibliografía geológica e hidrogeológica previamente publicada en relación con los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona, así como de los informes realizados, tanto por organismos públicos (IGME, Consejería de Medio Ambiente, Ayuntamientos) como por la iniciativa privada. Además, se ha recopilado la mayor parte de los datos históricos existentes sobre niveles piezométricos, análisis químicos, ensayos de bombeo, columnas litológicas de sondeos y volumen de agua extraído. A este respecto, los principales colaboradores han sido el IGME y la empresa de aguas Hidralia.

Los datos relativos a la precipitación y temperatura del área se han obtenido de los archivos de la Secretaría General del Agua de la Junta de Andalucía. En total, se dispone de las precipitaciones registradas en 11 estaciones, 8 con registro continuo mensual, desde 1950 hasta 1970, y 3 con periodicidad diaria desde 1992 hasta la actualidad. De estas 3 últimas estaciones, 2 cuentan con registros diarios de temperatura. El control de la calidad de las series de precipitación se llevó a cabo mediante dobles masas. En los casos en los que fue posible, las series de temperatura se completaron a partir del método de las medias periódicas con el software TRASERO (Padilla y Delgado, 2013).

Con respecto a los datos de caudal en cuencas aforadas, sólo se dispone de la serie de caudales entrantes al embalse de La Concepción desde el año 1977. Esta información, junto con la de los volúmenes almacenados en la presa, fue proporcionada por la Delegación Provincial de Medio Ambiente en Málaga y por los responsables técnicos del embalse de La Concepción.

Los datos de población empadronada en los municipios del área de estudio se han obtenido del Instituto Nacional de Estadística (INE). Para estimar las tendencias de la población

1. INTRODUCCIÓN

estacional se ha tenido en cuenta información relativa a: producción de residuos sólidos urbanos (RSU), número de viviendas (principales, secundarias y vacías) y número de plazas hoteleras (hoteles, hostales, apartamentos, *campings*, *bungalows*) y sus respectivos grados de ocupación. Los datos de RSU proceden de la planta de tratamiento de residuos de Casares, gestionada por la Mancomunidad de municipios de la Costa del Sol Occidental. El número de viviendas y de plazas hoteleras se consultaron en las bases de datos del INE.

La descripción del sistema de abastecimiento en relación con el uso de recursos hídricos (superficiales, subterráneos, desalinizados y regenerados) y las demandas de agua existentes se ha obtenido mediante solicitud de información a la empresa de aguas ACOSOL. Los volúmenes mensuales extraídos en los acuíferos costeros de Marbella-Estepona fueron proporcionados por la empresa Hidralia.

1.3.3.2 Cartografía geológica e hidrogeológica

El tratamiento de la información geológica e hidrogeológica se ha realizado con el software ArcGis 9.3. Los límites de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona localizados en el término municipal de Marbella se han actualizado y digitalizado a partir de la cartografía geológica de detalle del mismo municipio (INGEMISA, 1995). El Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 y la descripción de la Formación de San Pedro de Alcántara hecha por parte de Aguado *et al.* (1990) fueron, junto con el trabajo de campo, el punto de partida para actualizar la cartografía geológica de los acuíferos detríticos costeros de Marbella - Estepona.

Una vez definidos los límites de los acuíferos, la superficie de afloramientos permeables se ha estimado por dos métodos. Por un lado, se han aplicado porcentajes de susceptibilidad a la infiltración a partir de los usos del suelo (CMA, 2005), con valores más elevados en las zonas parcialmente urbanizadas y dedicadas a la agricultura. Por otro lado, se ha calculado la superficie libre (sin edificar) en cada acuífero, a partir del inventario de zonas verdes de la Costa del Sol Occidental (CMA, 2006). La capa de información de piscinas y zonas verdes se deriva del tratamiento de imágenes de satélite IKONOS a escala 1:5.000.

1.3.3.3 Análisis y tratamiento de los datos

1.3.3.3.1 Hidrodinámica

Se ha representado la cota piezométrica en los sondeos en función del tiempo, así como la evolución de dos índices característicos de la situación hidrodinámica en la que se encuentra un acuífero: índices de estado y de llenado. Con la información recopilada en las campañas de control piezométrico se ha elaborado un mapa de isopiezas, correspondiente a un periodo de aguas altas (marzo de 2013), y se han calculado los gradientes hidráulicos en los pozos y sondeos medidos en los meses de marzo y julio de 2013.

1. INTRODUCCIÓN

Los datos procedentes de los ensayos de bombeo ejecutados por la empresa Hidralia se han interpretado manualmente y con una demo del programa *AquiferTest*, desarrollado por la empresa *Waterloo Hydrogeologic*.

1.3.3.3.2 Balances hídricos

Los datos climáticos (precipitación y temperatura) han sido tratados mediante el *software* TRASERO 2.3 (Padilla y Delgado, 2013), lo que ha permitido obtener series de datos de evapotranspiración potencial, lluvia útil y recarga a los acuíferos mediante diferentes métodos. Además, se ha estudiado la distribución espacial de las lluvias mediante mapas de isoyetas.

Los valores de máxima capacidad de almacenamiento de agua en el suelo se han estimado a partir de los diferentes perfiles edáficos elaborados en el marco del proyecto de Lucha contra la Desertificación en el Mediterráneo (LUCDEME, 1995, 1996), que proporcionan información sobre la profundidad, la textura, el contenido en carbono orgánico, la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente para cada uno de los horizontes.

A partir de las superficies obtenidas en los acuíferos costeros de Marbella-Estepona, se han estimado series de recarga mediante el balance de agua en el suelo por el método de Thornthwaite modificado por Girard *et al.* (1981), con capacidades máximas de almacenamiento en el suelo de 50 y 75 mm y umbrales de escurrimiento (P_0) de 5 y 10 mm en los acuíferos pliocenos y aluviales, respectivamente.

1.3.3.3.3 Hidroquímica

Se ha estudiado la distribución espacial y la evolución temporal de los principales componentes químicos analizados en las aguas subterráneas y superficiales. Con los datos disponibles se han realizado gráficos para distinguir facies hidroquímicas (diagramas de Piper y representaciones binarias). También se han aplicado métodos estadísticos multivariantes (análisis discriminante) con el objetivo de validar los diferentes grupos de agua establecidos. Con los datos correspondientes a la campaña de abril de 2014 se ha llevado a cabo un análisis detallado de los principales procesos hidrogeoquímicos que condicionan la calidad del agua de los acuíferos costeros, teniendo en cuenta datos hidroquímicos e isotópicos y las relaciones existentes entre las aguas subterráneas y superficiales y los procesos de intrusión marina.

1.3.3.3.4 Monitorización del estado hidrodinámico e hidroquímico

A partir de los datos obtenidos entre los meses de noviembre de 2013 y febrero de 2015 en el piezómetro del río Guadaiza, se han llevado a cabo gráficos de evolución de cotas

1. INTRODUCCIÓN

piezométricas, conductividad eléctrica, temperatura del agua y precipitación. Por otra parte, con el fin de caracterizar el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos se han analizado, por separado, las respuestas hidrodinámicas e hidroquímicas frente a eventos pluviométricos de distinta intensidad.

1.3.3.3.5 Simulación de la escorrentía superficial

En la mayoría de las cuencas hidrográficas de los principales ríos no se dispone de registros históricos de caudal. Las series de aportación en dichas cuencas no aforadas se han estimado a partir del registro de caudales entrantes al embalse de la Concepción (río Verde) mediante un análisis comparativo de 7 modelos hidrológicos - HEC-SMA (Bennett, 1998), GR2M (Mouelhi *et al.*, 2006), GR4J (Perrin *et al.*, 2003), SAC-SMA (Burnash *et al.*, 1973), HBV (Seibert y Vis, 2012), IHACRES (Jakeman y Hornberger, 1993) y SIMPA (Estrela y Quintas, 1996a). El análisis de los resultados se ha llevado a cabo partir del cálculo de diferentes índices estadísticos de ajuste.

En las cuencas hidrográficas de los ríos Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza y Verde, se han generado dos series de aportación, una en la parte impermeable y otra en la permeable, características ambas de zonas de mayor y menor altitud, respectivamente. En el área permeable de las cuencas hidrográficas que coincide con afloramientos pliocenos de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona, las series de escorrentía superficial se han estimado con los parámetros utilizados para el balance de agua en los acuíferos pliocenos y cuaternarios (véase apartado 1.3.3.3.2).

1.3.3.3.6 Estudio de las relaciones río-acuífero

La realización de aforos diferenciales en los principales ríos de la zona de estudio ha permitido determinar la gran variabilidad espacio-temporal de las relaciones río-acuífero. Además, se han obtenido parámetros característicos de dicha relación a partir del ajuste de los caudales aforados a la siguiente ecuación:

$$P = A + B \cdot Q^C$$

Donde:

P = infiltración de escorrentía superficial = caudal medido aguas arriba – caudal medido aguas abajo)

Q = caudal circulante por el río aguas arriba

A, B, C = parámetros de ajuste

1. INTRODUCCIÓN

Dichos parámetros se han introducido en el módulo SIMGES del programa AQUATOOL para mejorar la estimación de la recarga por infiltración de la escorrentía superficial en los acuíferos aluviales.

1.3.3.3.7 Análisis demográficos

Se ha llevado a cabo un análisis estadístico multivariante en las distintas unidades poblacionales que integran los municipios de la Costa del Sol Occidental, con objeto de identificar diferentes comportamientos demográficos. La herramienta utilizada se denominada “TrajPop” y está disponible online en la página <http://trajpop.parisgeo.cnrs.fr>. Dicha herramienta permite realizar un estudio intercomparativo de las tasas anuales de variación de la población y clasificar las unidades poblacionales en distintos grupos, en función de la fase de crecimiento o decrecimiento que las caracteriza (Pumain *et al.*, 2015).

Con el objetivo de hacer previsiones de población en los próximos años se han ajustado los datos de población empadronada a una función sigmoidea de tipo Gompertz. Dicha función se utiliza en el desarrollo de modelos de crecimiento poblacional a distintas escalas (Gompertz, 1825; Zwietering *et al.*, 1990). El ajuste de los datos se ha realizado con la función 'Solver' de Microsoft Excel, que utiliza el código de optimización no lineal (GRG2) desarrollado por el profesor Leon Lasdon de la Universidad de Texas (Austin). Los resultados obtenidos del modelo Gompertz se han comparado con las proyecciones demográficas elaboradas por el Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía para el periodo 2013 – 2035.

El análisis de las tendencias temporales de la poblacional flotante en los municipios de la Costa del Sol Occidental se ha llevado a cabo a partir del estudio de la evolución del número de viviendas secundarias y vacías, del tamaño medio del hogar, del número de pernoctaciones en establecimientos hoteleros y del grado de ocupación hotelera. Toda esta información fue consultada en las bases de datos del INE.

1.3.3.3.8 Construcción y simulación del sistema de abastecimiento de la Costa del Sol Occidental

A partir de toda la información generada se ha desarrollado el esquema topológico del sistema de abastecimiento de la Costa del Sol Occidental mediante el programa AQUATOOL. Una vez definidas las relaciones entre los distintos elementos y estimadas las series de escorrentía superficial, de recarga de acuíferos y de demanda de agua, se ha realizado la simulación del sistema de recursos hídricos para el periodo 1993-2011. Dicha simulación se llevó a cabo en todos los municipios de la Mancomunidad, excepto en Torremolinos, Ojén, Istán, Mijas Pueblo y Casares Pueblo, por no depender de los recursos de ACOSOL. Con el objetivo de comprobar la calidad de las series de datos incorporadas al modelo, los resultados obtenidos se calibraron con datos reales de volumen embalsado y vertido por el embalse de la Concepción y con datos de

extracción en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. A continuación se describen las tareas realizadas durante la construcción del modelo:

- Identificación, descripción y definición de las infraestructuras hidráulicas que existen o está previsto construir según los documentos de planificación hidrológica. Estas infraestructuras hidráulicas hacen referencia a los elementos de regulación superficial, capacidad de extracción de agua subterránea, conducciones de transporte y distribución, plantas de tratamiento de aguas residuales, potabilizadoras, desalinizadoras y dispositivos de recarga artificial de acuíferos.
- Cuantificación de las demandas que es necesario satisfacer, tanto en lo que se refiere a su distribución espacial y temporal, como a su evolución, al número de tomas de agua disponible y a la prioridad de suministro de cada tipo de demanda.
- Construcción de un esquema topológico (modelo conceptual) que represente y esquematice el conjunto de elementos que conforman el sistema de recursos hídricos, así como las relaciones entre ellos y con el exterior del sistema. El diseño del esquema topológico es básico para el desarrollo del proyecto de uso conjunto, ya que resume el funcionamiento hídrico del sistema de explotación a simular.
- Establecimiento de las reglas de operación que rigen el funcionamiento de los distintos elementos que conforman el sistema, de las restricciones de índole ambiental, de calidad del recurso y de tipo administrativo (régimen concesional, situaciones de sobreexplotación, normas de gestión y explotación de acuíferos, legislación vinculante, etc.) que es preciso considerar.
- Modelación y simulación del sistema de abastecimiento con SIMGES en la situación actual (periodo 1992 – 2012). Los resultados obtenidos han permitido validar la calidad de las series de información introducidas al modelo así como verificar la idoneidad del esquema topológico. El periodo de simulación ha estado restringido por la disponibilidad y calidad de las series de datos (volúmenes embalsados, aportaciones superficiales y subterráneas y demandas de agua). Dicho periodo está formado por años hidrológicos secos, medios y húmedos, lo cual añade mayor representatividad y fiabilidad a los resultados de la simulación.
- Calibración del modelo generado. El objetivo de la calibración es comprobar que el modelo reproduce fielmente los datos observados en campo. Se han considerado dos escenarios de calibración en función del tipo de demanda de agua (fija o variable), la curva característica del embalse de La Concepción

1. INTRODUCCIÓN

(valores máximos mensuales fijos o variables), la inclusión de las aportaciones del conjunto de trasvases mediante una regla de operación o directamente al embalse de la Concepción y la incorporación o no de las aguas subterráneas al modelo de uso conjunto.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1 Hidrometeorología

2.1.1 Generalidades sobre la dinámica de las precipitaciones y la temperatura a escala regional

El área de estudio se caracteriza por tener un clima típico mediterráneo, con inviernos templados y veranos calurosos y lluvias concentradas en otoño e invierno. Según la clasificación de Köppen, aplicada por la Agencia Estatal de Meteorología y el Instituto de Meteorología de Portugal (AEMET e IMP, 2011), se trata de un clima templado con verano seco y caluroso (Csa). Es la variedad de clima que afecta al 40% de la Península Ibérica y Baleares. Se extiende por la mayor parte de la mitad sur de la península y de las regiones costeras mediterráneas, a excepción de las zonas áridas del sureste.

La distribución de las precipitaciones en el S de España está condicionada por dos factores principales (IGME-Junta de Andalucía, 1998): la dinámica global de los flujos de aire, que engloba dos modelos generales de circulación de masas nubosas sobre la Península Ibérica condicionados por los sistemas ciclónicos y anticiclónicos, y por el relieve.

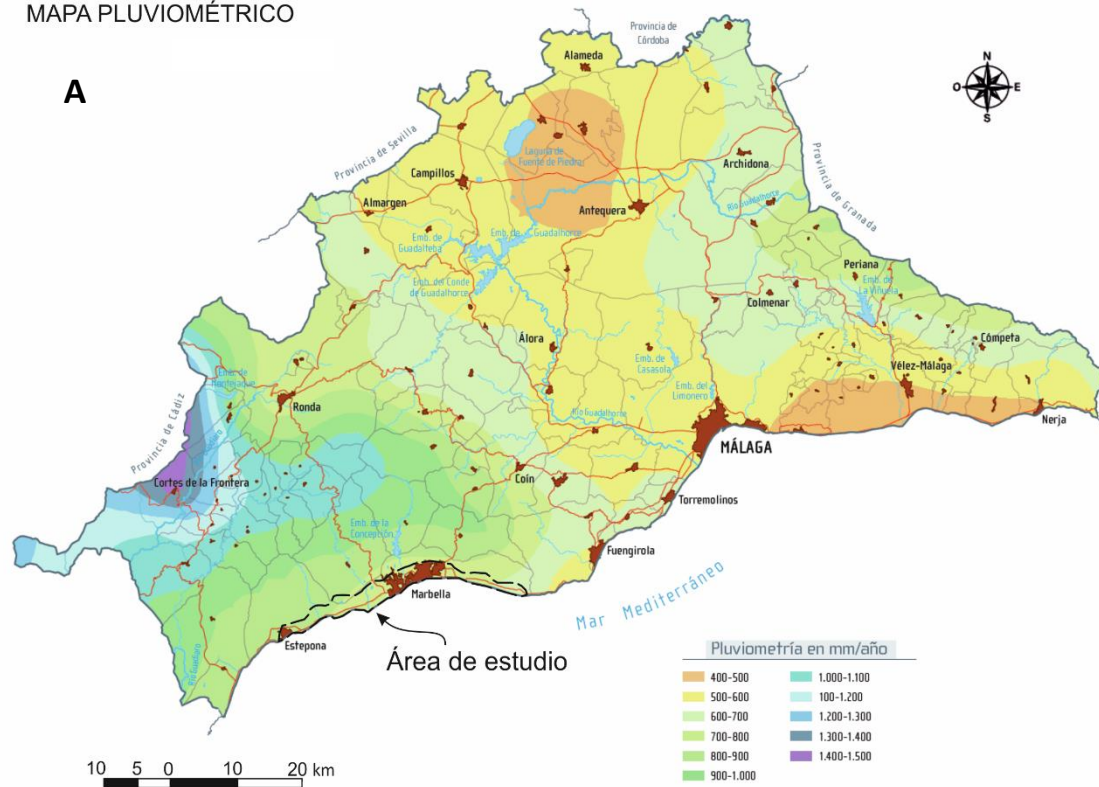
El régimen climático de la comunidad andaluza, influenciado por la proximidad del Océano Atlántico y del Mar Mediterráneo, se caracteriza por la irregularidad de las precipitaciones, prácticamente ausentes durante la época estival, y por la disminución generalizada de éstas de oeste a este. Por ejemplo, los valores de precipitación anual que se registran en Grazalema, en la provincia de Cádiz (zona húmeda), son superiores a 2000 mm, mientras que el área de Cabo de Gata, en la provincia de Almería (zona árida), la precipitación puede ser inferior a 200 mm. En áreas geográficas intermedias (provincias de Málaga y Granada) se lleva a cabo la transición pluviométrica, con precipitaciones anuales comprendidas entre 300 y 800 mm/año.

De acuerdo con la distribución de las precipitaciones en el S peninsular, en la provincia de Málaga (Senciales, 2007) pueden distinguirse cuatro áreas pluviométricas (Fig. 2.1.A):

- Hiperhúmeda (Pm ~ 1.500 mm/año): se extiende por el extremo occidental de la provincia, en el límite con la de Cádiz.
- Húmeda (Pm ~ 1.000 mm/año): incluye la mayor parte de la Serranía de Ronda y algunas zonas del borde oriental de la provincia.
- Subhúmeda (Pm ~ 700 mm/año): comprende las zonas limítrofes, al sur y al norte, con la Serranía de Ronda (costa occidental y sector de Ronda). Además, esta área pluviométrica incluye las zonas más elevadas situadas al N de la ciudad de Málaga y varios sectores del tercio oriental de la provincia.
- Seca (Pm ~ 500 mm/año): ocupa algo menos de la mitad de la provincia. Se extiende por la región de Antequera, valle del río Guadalhorce, zonas de baja y media altitud de la parte central de la provincia y por la costa centro-oriental de la provincia de Málaga.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

MAPA PLUVIOMÉTRICO



MAPA TERMOMÉTRICO

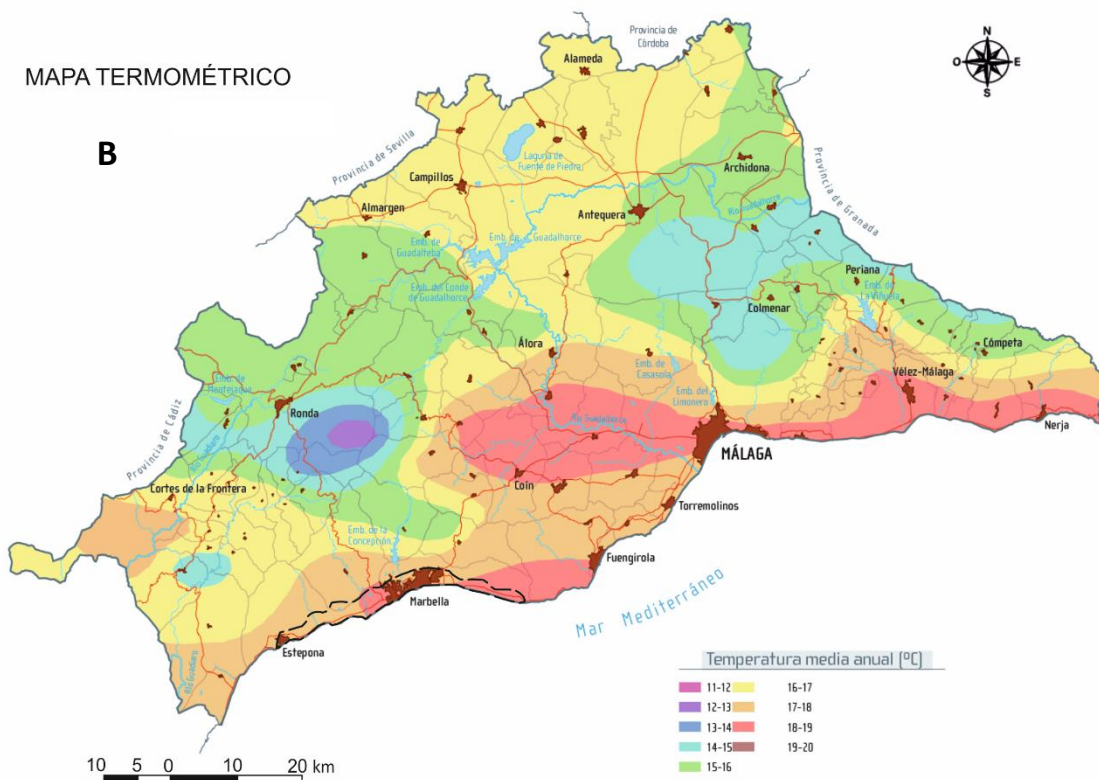


Figura 2.1. Mapa de precipitaciones y de distribución de la temperatura del aire en la provincia de Málaga (modificado de Senciales, 2007)

En el área de estudio se observa un gradiente longitudinal, de oeste a este, con precipitaciones medias de 800 a 900 mm en el sector de Estepona (zona subhúmeda - húmeda), que descienden hasta los 500 mm en las inmediaciones del municipio de Fuengirola.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Los valores de temperatura en la provincia de Málaga están influenciados por la latitud, la proximidad al mar y las características del relieve (Fig. 2.1.B). La latitud es prácticamente una constante a escala provincial. Esto favorece la homogeneidad en las temperaturas medias anuales de la provincia, que están comprendidas entre 17 y 19°C, en las zonas de costa y valle del Bajo Guadalhorce, y valores inferiores a 14°C, en la Sierra de las Nieves, al SE de la ciudad de Ronda. La influencia mediterránea suaviza las temperaturas a lo largo del año, mientras que la configuración y orientación de los relieves más elevados originan barreras físicas que modifican localmente la regulación térmica ejercida por el mar.

2.1.2 Análisis de las series históricas de precipitación

2.1.2.1 Análisis y tratamiento de datos

La red de control pluviométrico considerada consta de 27 estaciones meteorológicas (Fig. 2.2), la mayor parte de ellas pertenecientes a la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA). Todas las estaciones cuentan con un registro de lluvia diario. Las características principales de cada una de ellas se resumen en la tabla 2.1 y su ubicación geográfica se muestra en la figura 2.2.

Estación pluviométrica	Código	Municipio	X (UTM)	Y (UTM)	Periodo de registro	Nº años registro	Nº años incompletos	Altitud (m s.n.m.)	DMAR (km)	Red
Benahavís	0035	Benahavís	316.872	4.044.130	1951/52-2013/14	63	15	144	7	DHCMA
Faro Calaburras	0048	Mijas	353.207	4.041.647	1915/16-1988/89	77	31	20	0,1	DHCMA
Casares	0058	Casares	296.436	4.035.554	1944/45-2013/14	70	3	341	8,5	DHCMA
Estepona	0080	Estepona	307.924	4.033.441	1924/25-1974/75	52	26	8	0,2	DHCMA
Istán	0107	Istán	325.760	4.050.482	1934/35-2013/14	80	12	227	9,1	DHCMA
Puerto del Madroño	0122	Benahavís	316.877	4.047.892	1945/46-2010/11	66	21	576	10,8	DHCMA
Marbella	0123	Marbella	331.504	4.041.999	1934/35-2013/14	80	14	11	0,1	DHCMA
Ojén	0139/S17	Ojén	334.048	4.048.314	1945/46-2013/14	69	7	360	6,4	DHCMA/SAIH
Padrón-Portezuela	0152	Estepona	308.762	4.035.272	1948/49-1999/00	52	32	29	1,6	DHCMA
San Pedro de Alcántara	0169	Marbella	321.292	4.038.858	1916/17-2013/14	98	32	25	1	DHCMA
Sª Bermeja (Forestal)	0174	Mijas	344.622	4.048.579	1944/45-1973/74	30	19	105	9,0	DHCMA
Mijas	0175	Mijas	354.432	4.052.261	1943/44-2009/10	67	20	468	5,0	DHCMA
Genalguacil	0245	Genalguacil	300.059	4.046.724	1962/63-2013/14	51	1	531	15,3	DHCMA
San Luis de Sabinillas	0265	Manilva	300.349	4.026.982	1963/64-2005/06	43	12	4	0,1	DHCMA
Hotel Calahonda	0269	Mijas	346.456	4.039.853	1963/64-1996/97	34	12	24	0,4	DHCMA
Presa Concepción	0326/S16	Marbella	324.612	4.045.354	1966/67-2013/14	48	5	142	4,7	DHCMA/SAIH
Punta Doncella	0345	Estepona	306.657	4.032.482	1969/70-1989/90	21	7	9	0,1	DHCMA
Cortijo de la Verdeja	0369	Estepona	314.660	4.037.302	1973/74-1986/87	14	3	37	1,2	DHCMA
Cortijo Tramores	0394	Benahavís	316.568	4.046.203	1983/84-1984/85	2	1	269	9,3	DHCMA
Hacienda de Alcuzcuz	0424	Benahavís	320.154	4.043.969	1992/93-2013/14	22	5	267	5,8	DHCMA
Hotel Artola	0427	Marbella	343.474	4.040.122	1995/96-2003/04	9	1	37	1,0	DHCMA
Pujerra	0438/S14	Pujerra	307.812	4.054.102	1995/96-2013/14	19	3	763	19,7	DHCMA/SAIH
Jubrique	0473/S13	Jubrique	301.823	4.048.865	1995/96-2013/14	19	0	566	16,7	DHCMA/SAIH
Los Reales	S06	Casares	302.199	4.039.995	2011/12-2013/14	3	0	1445	8,2	SAIH
Depuradora Marbella	S24	Marbella	325.759	4.043.018	2011/12-2013/14	3	0	72	2,1	SAIH
Estepona-IFAPA	RIA2904	Estepona	301.937	4.035.540	2000/01-2013/14	13	1	189	4,4	IFAPA
Estepona Fitosanitaria	RAIFMA001	Estepona	310.484	4.037.670	1995/96-2013/14	19	1	86	3,1	CAPDR

Tabla 2.1. Características principales de las estaciones meteorológicas ubicadas en el área de estudio

La distribución de las estaciones de medida es relativamente regular en la zona de estudio, aunque existe mayor representación en los núcleos urbanos (Marbella, Estepona, Mijas, Ojén, etc.). El conjunto de estaciones cubre un rango altitudinal comprendido entre 4 (San Luis de Sabinillas) y 1445 m (vértice de Los Reales).

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

No todas las estaciones cuentan con una longitud de años de registro que permita un análisis estadísticamente significativo. Esta circunstancia determinó el análisis de dos series históricas: por un lado, la correspondiente al periodo 1951/1952 -1981/82 y, por otro, la relativa a los años 1951/52-2013/14, que abarca el periodo de investigación.

La longitud de las series de datos pluviométricos varía según las estaciones consideradas. Del total de estaciones, sólo 11 tienen más de 30 años completos, aunque no siempre son correlativos. El valor promedio de años de registro es de 42, en 14 estaciones que superan esta cifra. En todas las estaciones, excepto en la de Jubrique (0473/S13), Los Reales (S06) y Depuradora de Marbella (S24), existen años en los que faltan datos de precipitación. Las estaciones con el período de datos más largo y el mínimo número de años incompletos son (Tabla 2.1): Casares (70 años de registro y 3 incompletos), Ojén (69 y 7) y Genalguacil (51 y 1). Las estaciones pluviométricas que presentan más años de registro, pero también más incompletos, son: Marbella, con 80 años de registro, de los cuales 14 están incompletos; Istán, con 80 años de registro y 12 incompletos y San Pedro de Alcántara, que cuenta con el mayor número de años de registro (98) y 32 incompletos. Las estaciones del Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH) presentan series de datos más cortas, aunque completas. También se han considerado dos estaciones termopluviométricas localizadas en el municipio de Estepona, Estepona-IFAPA y Estepona Fitosanitario, gestionadas por el Instituto de Investigación y Formación Agraria y Pesquera (IFAPA) y por la Red de Alerta e Información Fitosanitaria (RAIF/CAPDR), ambas dependientes de la Consejería de Agricultura, Pesca y Desarrollo Rural de la Junta de Andalucía.

El primer paso en el tratamiento de los datos históricos de precipitación ha consistido en la identificación de lagunas en los registros de datos originales, primero en las series mensuales y seguidamente en las anuales. A continuación, se ha procedido al completado de las series de datos mediante regresión lineal entre pares de estaciones que presentan el mayor coeficiente de correlación. Con ello se ha pretendido unificar las series de datos de precipitación, de manera que puedan ser comparables entre sí durante un determinado período de tiempo.

Finalmente, se ha aplicado el método de dobles masas a las series de datos ya completadas, para la detección y corrección de errores (sistemáticos y/o accidentales) en el registro de los datos. Se detectaron errores sistemáticos en la estación de Ojén, durante el periodo comprendido entre los años 1951/52 – 1960/61. Los valores de dichos años se completaron por correlación con los de la estación de Istán.

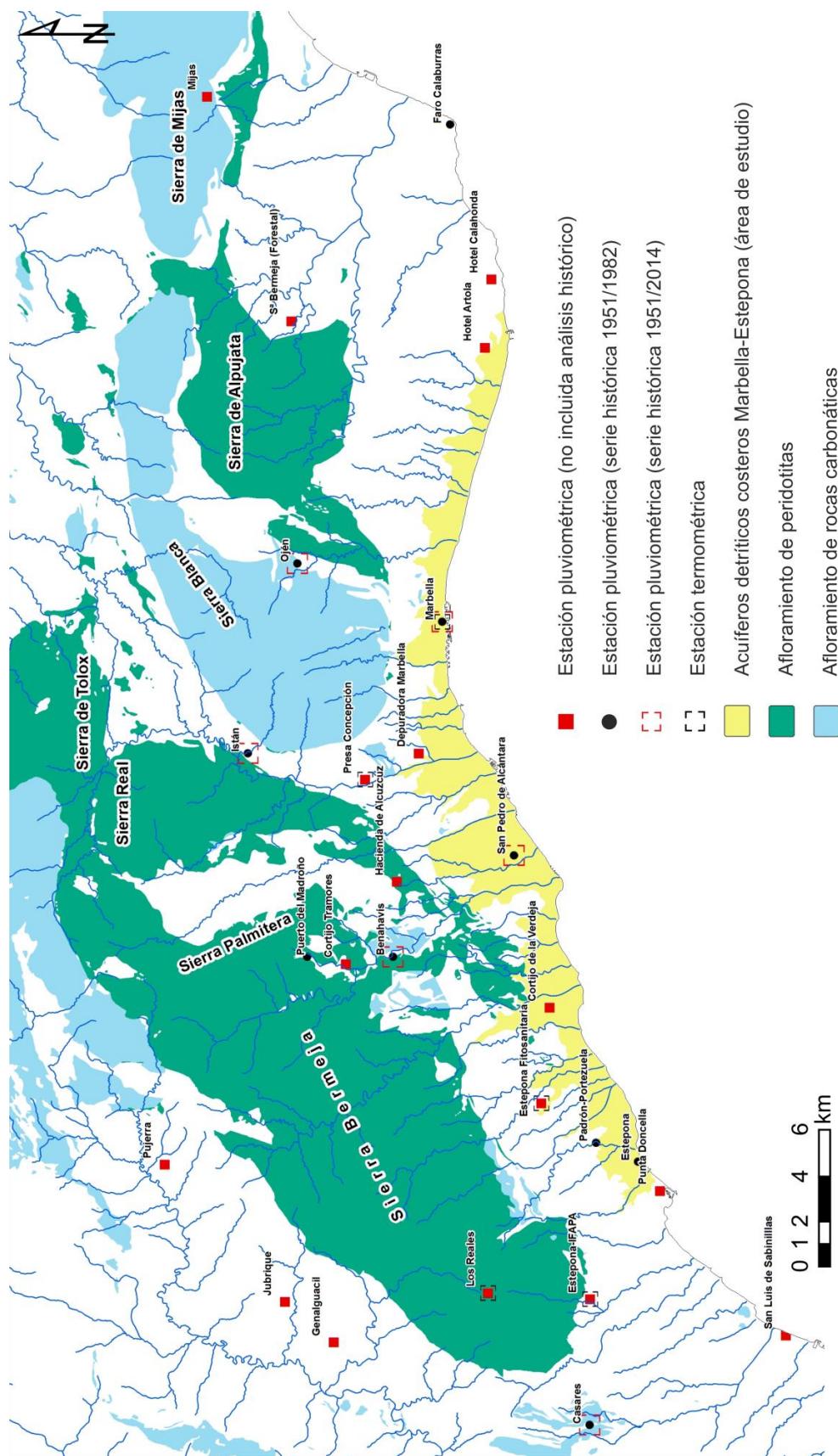


Figura 2.2. Situación de las estaciones pluviométricas y termopluviométricas en el área de estudio

2.1.2.2 Análisis de la representatividad de las series históricas de precipitación

Dada la heterogeneidad en la longitud y calidad de las series de precipitación, el tratamiento y análisis de las series de datos se ha centrado en dos periodos: A (31 años, 1951/52-1981/82) y B (63 años, 1951/52-2013/14).

Con el objetivo de evaluar la representatividad de las estaciones pluviométricas consideradas en el periodo B (Casares, Benahavís, San Pedro de Alcántara, Istán, Marbella y Ojén) con respecto a las del periodo A (Casares, Estepona, Padrón-Portezuela, Benahavís, Puerto del Madroño, San Pedro de Alcántara, Istán, Marbella, Ojén, Faro Calaburras), se ha realizado un proceso de validación mediante la comparación de los valores medios anuales para un mismo periodo de tiempo (Fig. 2.3). Además, se ha calculado la correlación estadística entre dichos valores a partir de un análisis de regresión lineal simple (Fig. 2.4).

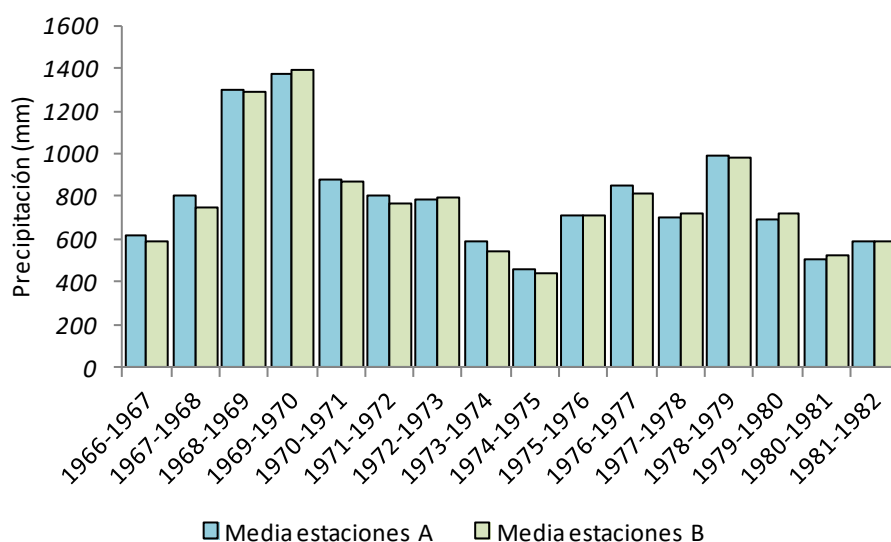


Figura 2.3. Distribución temporal de las precipitaciones medias anuales durante el periodo 1966/67 - 1981/82

En la figura 2.3 se observa que los valores medios anuales de ambos periodos son prácticamente idénticos, con una desviación media de 21 mm durante el periodo de validación. Los años que presentan mayor y menor desviación son 1967/68 y 1981/82, con una diferencia de 53 y 1 mm, respectivamente. La homogeneidad en la distribución temporal de las precipitaciones se mantiene para años húmedos y secos, lo cual refleja la escasa pérdida de información al pasar de 10 (periodo A) a 6 estaciones (periodo B).

La bondad del ajuste entre las dos series de datos se pone de manifiesto en la figura 2.4. El valor del coeficiente de determinación (R^2) es de 0,9915, indicativo de un ajuste satisfactorio entre los valores de precipitación de los periodos A y B, con una relación próxima a 1:1.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

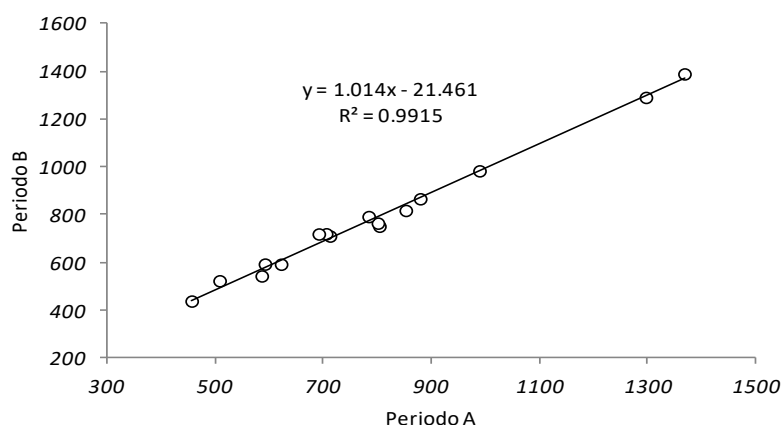


Figura 2.4. Análisis de regresión lineal de las precipitaciones medias anuales de los periodos A y B durante los años 1966/67 a 1981/82

2.1.2.3 Precipitación media anual. Determinación de años tipo

- PERIODO A (1951/52 – 1981/82)

El período de estudio consta de 31 años hidrológicos. En la tabla 2.2 se resumen los principales resultados obtenidos. La precipitación media aritmética en el área de estudio es de 860 mm. Se asume que el uso de la media aritmética en el tratamiento de datos de precipitación es representativo en áreas donde el efecto del relieve (y por tanto de la altitud) se considera despreciable.

A partir de la media aritmética de la precipitación de cada una de las estaciones se han caracterizado los años hidrológicos del período histórico. Así, un año se considera húmedo cuando su precipitación sobrepasa, al menos en un 15%, el valor medio anual calculado para el período de tiempo estudiado, y se clasifica como año seco si la precipitación no excede el 85% de la media anual. Los años de tipo medio se encuentran entre ambos límites. En la tabla 2.2 se muestran los años tipo para cada estación pluviométrica, diferenciados por colores: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco).

El conjunto de datos de las estaciones muestra una cierta ciclicidad, en la que se alternan períodos húmedos y medios/secos, con una duración variable entre 4 y 8 años. En la serie pluviométrica se diferencian dos periodos, uno en el que predominan los años húmedos y medios (1951/52 - 1971/72) y otro, comprendido entre los años 1972/73 - 1981/82, con un mayor número de años secos. En la serie histórica se diferencian 8 años húmedos, 13 secos y 10 medios. El año hidrológico 1962/63 es el más húmedo del registro de precipitaciones en el área de estudio, con un valor de precipitación media de 1592 mm. Por el contrario, el año hidrológico más seco es 1974/75, con una precipitación media de 457 mm. No en todas las estaciones se registran simultáneamente los valores máximos y/o mínimos históricos de precipitación, aunque sí ocurre en la mayoría de ellas. El coeficiente de variación muestra un valor medio del 34%, lo

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

cual es indicativo de la variabilidad interanual en los valores de precipitación, característica de climas mediterráneos.

	Benahavís	Faro de Calaburras	Casares	Estepona	Istán	Puerto del Madroño	Marbella	Ojén	Padrón-Portezuela	San Pedro de Alcántara	Precipitación media anual (mm)
1951-1952	736	420	592	829	1100	1096	594	1119	954	608	805
1952-1953	738	415	579	737	833	829	643	895	888	713	727
1953-1954	777	519	346	738	954	772	560	997	894	742	730
1954-1955	997	931	558	754	937	880	785	983	1061	715	860
1955-1956	1480	562	1552	1239	1332	1769	1243	1314	1529	1181	1320
1956-1957	525	555	1027	548	573	645	662	676	713	579	650
1957-1958	495	250	334	438	896	885	488	948	557	408	570
1958-1959	1137	544	877	557	505	1447	584	620	977	770	802
1959-1960	1247	549	1341	931	1013	1372	561	1047	1255	739	1005
1960-1961	881	377	864	735	608	1196	556	706	1003	635	756
1961-1962	1328	667	1445	1607	1681	2062	1054	1608	1750	1328	1453
1962-1963	1355	791	2489	1920	1513	2680	1009	1264	1609	1289	1592
1963-1964	1320	564	1358	1335	1346	2442	862	1270	1144	994	1263
1964-1965	665	382	872	743	778	1320	646	869	755	705	773
1965-1966	581	347	777	720	716	1245	495	776	705	617	698
1966-1967	586	333	652	614	722	1146	430	689	577	476	623
1967-1968	768	405	830	892	765	1390	595	923	850	629	805
1968-1969	1706	853	1014	1333	1271	1789	1035	1436	1265	1285	1299
1969-1970	1355	739	1216	1415	1642	1797	1119	1649	1414	1355	1370
1970-1971	1004	585	918	902	913	1167	674	955	950	735	880
1971-1972	810	463	1054	1301	826	866	495	813	802	591	802
1972-1973	817	505	713	925	805	638	672	937	1027	810	785
1973-1974	396	418	707	616	537	831	424	666	742	532	587
1974-1975	431	304	520	362	468	733	343	535	539	335	457
1975-1976	735	519	895	640	707	932	590	769	777	567	713
1976-1977	972	531	883	823	744	1342	734	855	934	719	854
1977-1978	803	383	885	646	733	930	494	834	782	571	706
1978-1979	981	592	1042	1147	991	1050	773	1124	1212	990	990
1979-1980	369	451	850	768	869	504	683	872	886	673	692
1980-1981	550	283	616	535	559	441	363	573	687	479	509
1981-1982	630	403	509	586	600	649	497	803	730	521	593
Media	877	504	913	882	901	1189	666	952	967	751	860
Coef. variación	40%	32%	46%	41%	36%	46%	34%	30%	32%	37%	34%
Media*1,15	1008	580	1050	1014	1036	1367	766	1095	1112	864	989
Media*0,85	745	429	776	750	766	1010	566	810	822	639	731
Años secos	13	13	11	15	13	14	12	10	14	14	13
Años medios	10	11	13	8	11	9	11	13	9	10	10
Años húmedos	8	7	7	8	7	8	8	8	8	7	8

Tabla 2.2. Datos de precipitación anual (mm) durante el periodo 1951/52-1981/82. Los valores en negrita corresponden a los datos completados mediante regresión lineal. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco)

- PERIODO B (1951/52 - 2013/14)

La precipitación media anual es de 846 mm, similar a la calculada para el primer periodo A (860 mm). Con respecto al periodo A, se añaden 32 años, desde 1982/83 hasta 2013/14. La tabla 2.3 recoge las precipitaciones medias anuales para cada estación pluviométrica. En la serie histórica se diferencian un mismo número de años secos y medios (23) y 17 húmedos. Desde el punto de vista porcentual, se producen prácticamente el mismo número de años secos (39% frente a 36%) y húmedos (26% frente a 27%) en los dos periodos de estudio, A y B. El año hidrológico 1989/1990 es el más húmedo del registro de precipitaciones, con valor medio de 1714 mm, seguido del año 2009/2010 (1677 mm). La situación de escasez de precipitaciones sufrida en el periodo 1993-1995 dio lugar al año hidrológico más seco (1994/95) con una precipitación media de 326 mm.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

	Benahavís	Istán	San Pedro de Alcántara	Ojén	Marbella	Casares	Precipitación media anual (mm)
1951-1952	736	1100	608	1119	594	592	791
1952-1953	738	833	713	895	643	579	733
1953-1954	777	954	742	997	560	346	729
1954-1955	997	937	715	983	785	558	829
1955-1956	1480	1332	1181	1314	1243	1552	1350
1956-1957	525	573	579	676	662	1027	674
1957-1958	495	896	408	948	488	334	595
1958-1959	1137	505	770	620	584	877	749
1959-1960	1247	1013	739	1047	561	1341	991
1960-1961	881	608	635	706	556	864	708
1961-1962	1328	1681	1328	1608	1054	1445	1407
1962-1963	1355	1513	1289	1264	1009	2489	1486
1963-1964	1320	1346	994	1270	862	1358	1191
1964-1965	665	778	705	869	646	872	756
1965-1966	581	716	617	776	495	777	660
1966-1967	586	722	476	689	430	652	593
1967-1968	768	765	629	923	595	830	752
1968-1969	1706	1271	1285	1436	1035	1014	1291
1969-1970	1355	1642	1355	1649	1119	1216	1389
1970-1971	1004	913	735	955	674	918	867
1971-1972	810	826	591	813	495	1054	765
1972-1973	817	805	810	937	672	713	792
1973-1974	396	537	532	666	424	707	544
1974-1975	431	468	335	535	343	520	438
1975-1976	735	707	567	769	590	895	710
1976-1977	972	744	719	855	734	883	818
1977-1978	803	733	571	834	494	885	720
1978-1979	981	991	990	1124	773	1042	983
1979-1980	369	869	673	872	683	850	719
1980-1981	550	559	479	573	363	616	523
1981-1982	630	600	521	803	497	509	593
1982-1983	350	490	313	503	305	400	393
1983-1984	943	781	837	1094	856	948	910
1984-1985	798	828	745	944	695	944	826
1985-1986	493	580	507	609	554	677	570
1986-1987	752	817	646	861	694	881	775
1987-1988	840	892	720	935	849	819	842
1988-1989	1044	974	889	1201	1368	931	1068
1989-1990	1784	1843	1503	2131	1427	1598	1714
1990-1991	686	905	592	1010	669	1044	818
1991-1992	609	767	528	801	624	909	706
1992-1993	671	737	579	813	705	736	707
1993-1994	598	535	519	645	567	606	578
1994-1995	255	328	234	395	253	493	326
1995-1996	1557	1647	1315	1652	1420	1529	1520
1996-1997	1482	1551	1253	1541	1404	1220	1409
1997-1998	936	1191	800	1091	858	1010	981
1998-1999	433	371	382	469	411	473	423
1999-2000	757	712	637	679	605	994	731
2000-2001	1027	947	757	1016	863	850	910
2001-2002	704	676	543	721	722	704	678
2002-2003	865	767	737	1053	795	754	828
2003-2004	974	1107	932	1066	1009	896	997
2004-2005	494	471	445	503	536	472	487
2005-2006	781	665	716	867	701	749	746
2006-2007	683	679	709	779	633	688	695
2007-2008	991	893	975	1017	863	763	917
2008-2009	708	659	643	660	679	708	676
2009-2010	2088	1604	1491	1859	1392	1629	1677
2010-2011	1468	1183	1157	1137	1062	1320	1221
2011-2012	526	454	531	648	537	457	525
2012-2013	1199	1122	844	1248	829	998	1040
2013-2014	513	465	448	501	341	475	457
Media	876	882	749	952	728	889	846
Coef. variación	44%	40%	39%	36%	39%	42%	37%
Media*1.15	1007	1014	862	1095	838	1022	973
Media*0.85	745	750	637	809	619	755	719
Años secos	27	26	27	20	25	25	23
Años medios	20	22	21	24	20	23	23
Años húmedos	16	15	15	19	18	15	17

Tabla 2.3. Datos de precipitación anual (mm) durante el periodo 1951/52-2013/14. Los valores en negrita corresponden a los datos completados mediante regresión lineal. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco)

2.1.2.4 Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas

- PERIODO A (1951/52 – 1981/82)

El análisis de la distribución espacial de las lluvias se ha llevado a cabo a partir del mapa de isoyetas elaborado con los valores medios de cada estación, durante el periodo de estudio (Fig. 2.5). Para la realización del mapa, además de las 10 estaciones pluviométricas seleccionadas, se han tenido en cuenta los datos de otras adicionales (Estepona – IFAPA y Los Reales) que no cubren la totalidad del periodo histórico, pero que han servido para perfilar la forma de las isoyetas en las zonas con menor densidad de información.

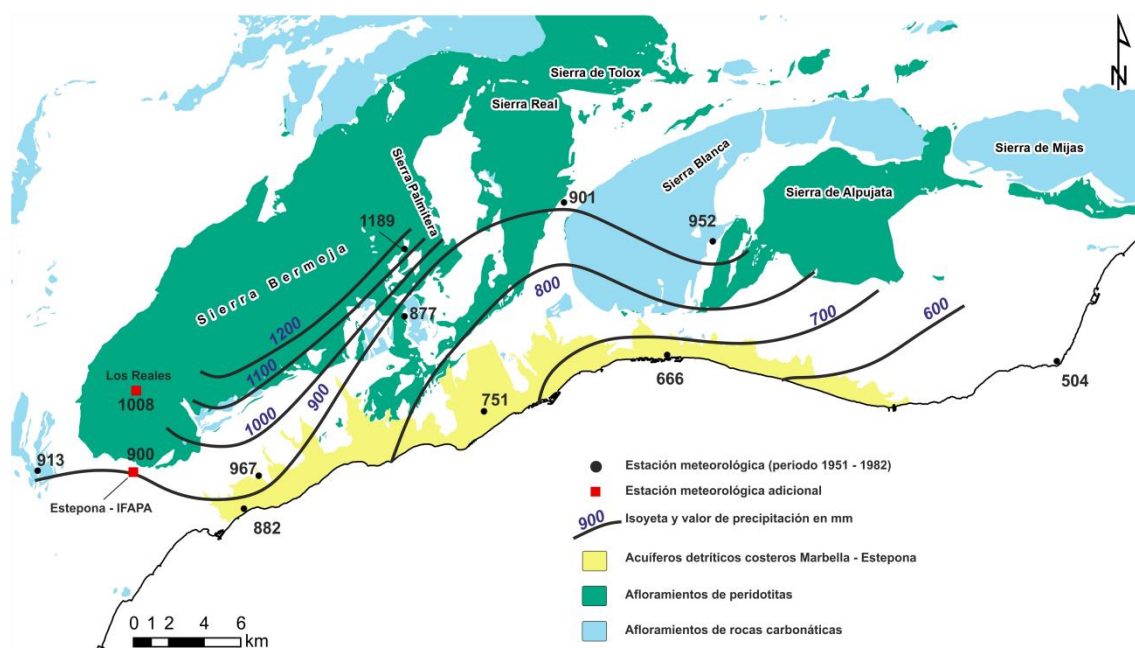


Figura 2.5. Mapa de isoyetas correspondiente al periodo 1951/52 -1981/82

Las precipitaciones son más elevadas en la parte occidental, sector de Sierra Bermeja, donde se observa un mayor gradiente pluviométrico (Fig. 2.5). Esto se debe a la influencia de los relieves más elevados.

En la estación pluviométrica Puerto del Madroño (576 m s.n.m.), donde se registran mayores valores de precipitación (1189 mm), se observa un marcado gradiente altitudinal con respecto a la de Benahavís (877 y 144 m s.n.m.). Además del gradiente altitudinal, existe una variación significativa de los valores de precipitación en el sector costero (de oeste a este), desde la estación de Estepona (882 mm) hasta la de Faro Calaburras (504 mm), estación que presenta el valor mínimo de precipitación del área de estudio.

Se optado por no elaborar el mapa de isoyetas del periodo B, ya que sólo se dispone de 6 estaciones meteorológicas y no hay criterios suficientes para trazar dichas isoyetas.

2.1.2.5 Gradiente pluviométrico

La figura 2.6 muestra la relación existente entre la altitud de las estaciones pluviométricas y la precipitación media en cada una de ellas, calculada a partir del período de registro histórico (1951/52-1981/82). La cantidad de lluvia registrada disminuye hacia el este.

La relación de dependencia entre la pluviometría y la altitud de las estaciones viene determinada por el gradiente pluviométrico. En el área de estudio, el gradiente calculado es de 72 mm/100 m de altitud para las estaciones de montaña (Fig. 2.6).

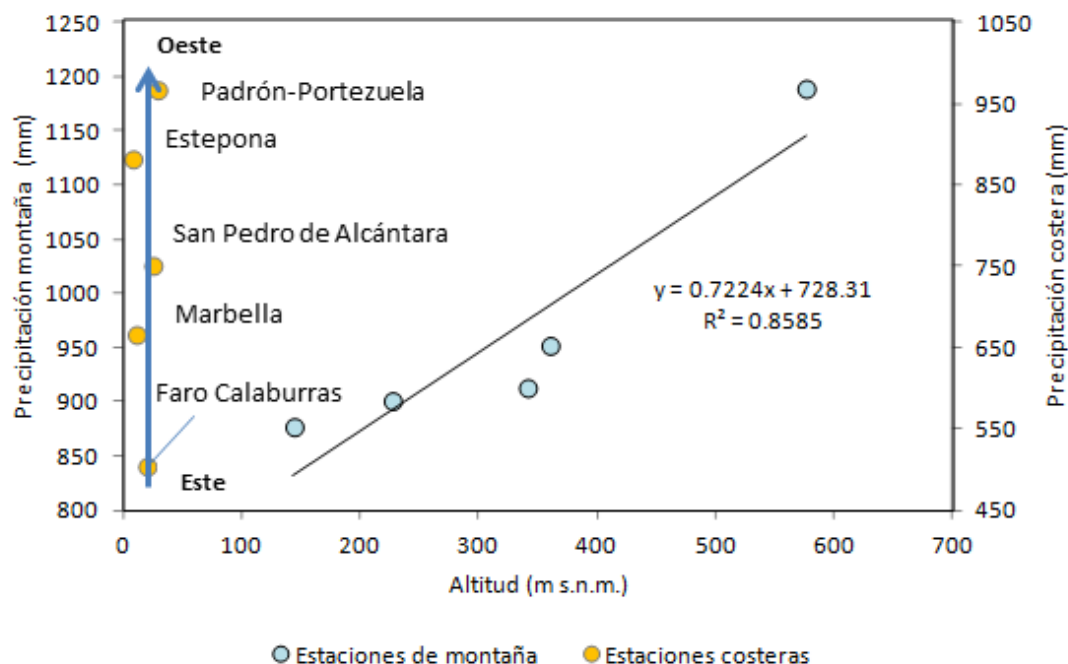


Figura 2.6. Relación entre la precipitación media y la altitud de las estaciones de medida para el periodo 1951/52 - 1981/82

2.1.2.6 Distribución temporal de las precipitaciones

- PERIODO A (1951/52 – 1981/82)

Durante el período 1951/52 - 1981/82 las precipitaciones anuales presentan una evolución temporal marcada por una serie de años hidrológicos secos y medios, generalmente más numerosos, que se suceden entre otros húmedos (Fig. 2.7). De los periodos plurianuales con mayor pluviometría destacan 1961/62-1963/64 y 1968/69-1969/70. El resto de años hidrológicos húmedos (1955/56, 1959/60 y 1978/79) aparecen aislados y, generalmente, tras una serie de años medios y secos. Estos últimos (13) predominan sobre los años de tipo medio (10) y suelen constituir grupos de 1, 2 ó 3 años. Durante los años hidrológicos 1974/75 y 1980/81 se registraron los menores volúmenes de precipitación, con valores inferiores a los 500 mm/año. No obstante, las condiciones pluviométricas secas más prolongadas en el tiempo

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

tuvieron lugar en los períodos 1973/74-1975/76 y 1979/80-1981/82, todos ellos con precipitaciones por debajo del valor medio histórico.

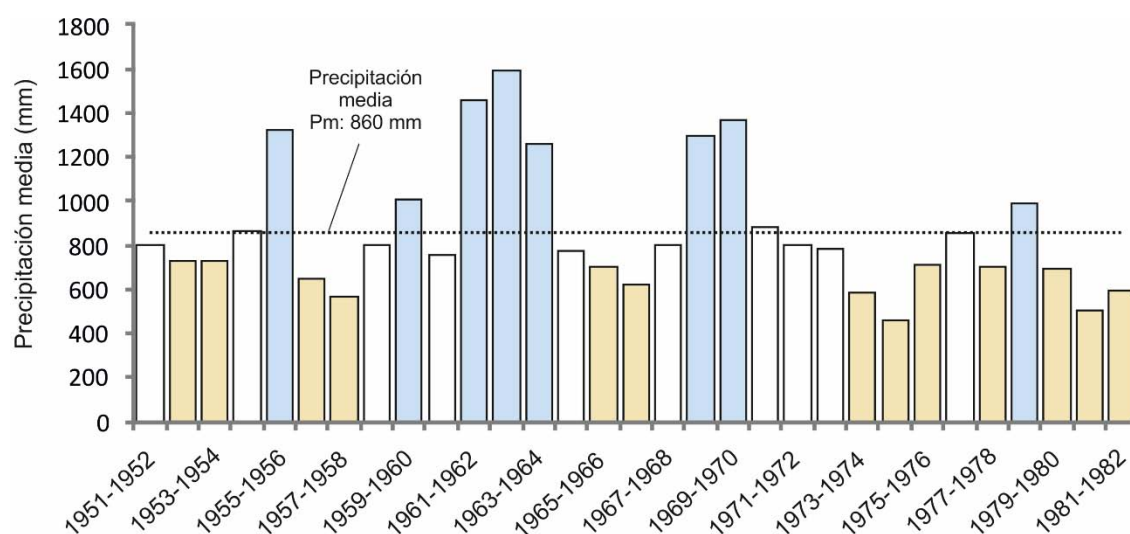


Figura 2.7. Distribución temporal de las precipitaciones medias anuales durante el periodo 1951/52 -1981/82. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco)

La desviación de las precipitaciones anuales con respecto al valor medio de la serie de datos (Fig. 2.8), pone de manifiesto la alternancia de períodos húmedos y secos a lo largo de los 31 años de registro pluviométrico. La precipitación acumulada con respecto a la media muestra una tendencia ascendente durante los años 1960/61-1963/64 y 1968/69-1969/70 como consecuencia de dos periodos húmedos. Tras dichos periodos, la tendencia es decreciente hasta el último año de la serie durante un periodo de 12 años.

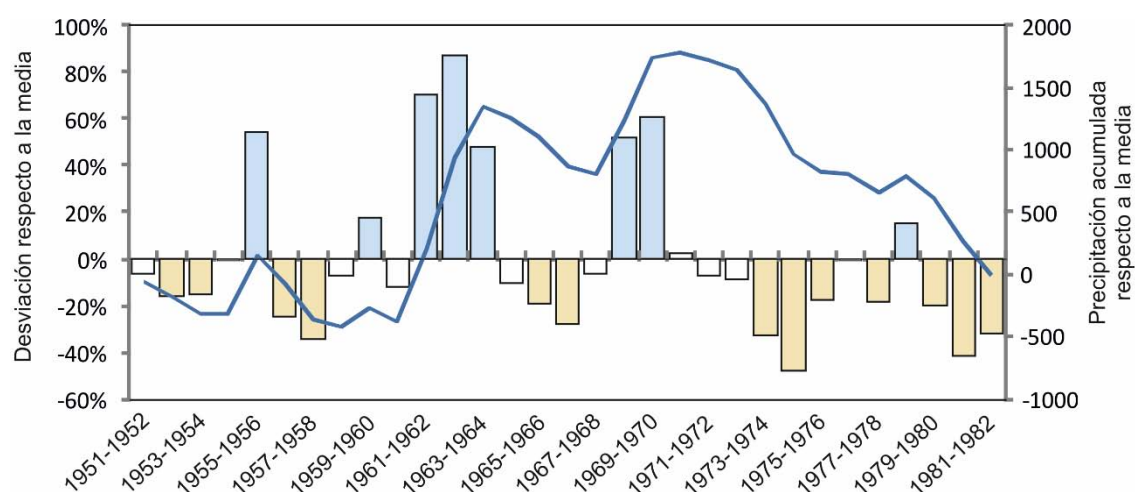


Figura 2.8. Desviación de las precipitaciones anuales (barras) y de las anuales acumuladas (línea) durante el periodo 1951/52 -1981/82 con respecto a la precipitación media aritmética de las estaciones del área de estudio. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco). Precipitación media (Pm): 860 mm

- PERIODO B (1951/52 – 2013/14)

La distribución temporal de las precipitaciones medias anuales hasta el año 1981/82 es similar a la del periodo A (1951/52-1981/82). Se mantiene el mismo número de años húmedos

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

(8) y desciende el de secos, de los 13 del primer periodo se pasa a 10 en el segundo. Los periodos plurianuales de mayor pluviometría a partir del año 1982/83 son 1988/89-1989/90, 1995/96-1997/98 y 2009/10-2010/11. Dentro de los años hidrológicos más secos destaca el periodo 1991/92-1994/95, con una precipitación media anual de 579 mm (Fig. 2.9).

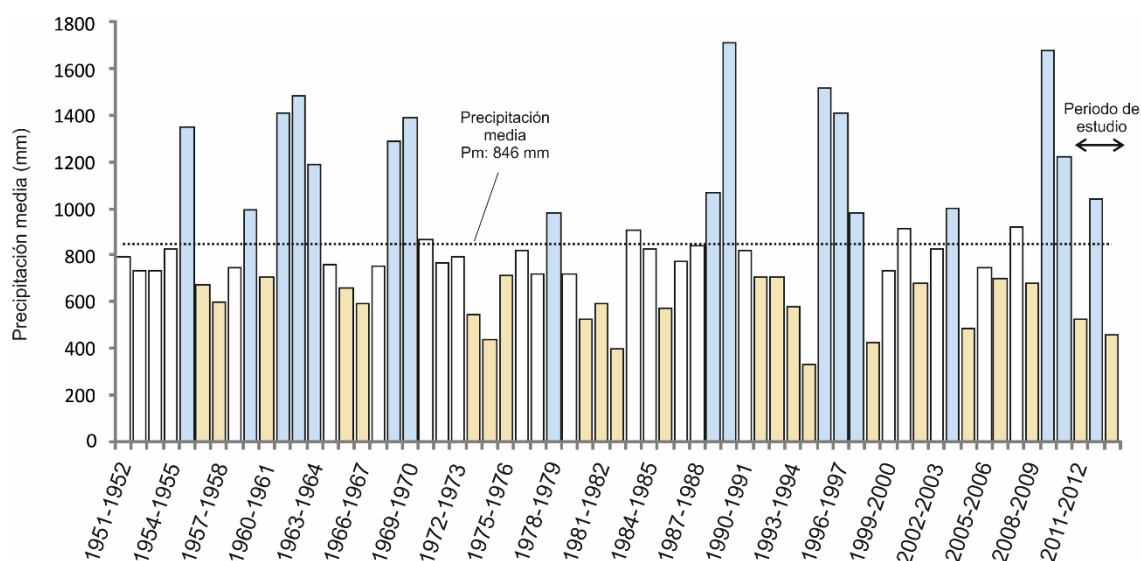


Figura 2.9. Distribución temporal de las precipitaciones medias anuales durante el periodo 1951/52-2013/14. Años tipo medio: húmedo (azul, seco (amarillo) y medio (blanco)

En la figura 2.10 se observa cómo la tendencia decreciente observada en los últimos años del periodo 1951/52-1981/82 se mantiene hasta el siguiente periodo húmedo (1988/89-1989/90). Tras dicho ascenso se observan dos tramos descendentes (1990/91-1994/95 y 1997/98-2008/09) que preceden a dos periodos húmedos (1995/96-1997/98 y 2009/10-2010/11). Cabe destacar la duración del segundo periodo descendente, que abarca un total de 11 años. Desde el año 1980/81 la desviación acumulada queda prácticamente por debajo de la media hasta el final del periodo de estudio.

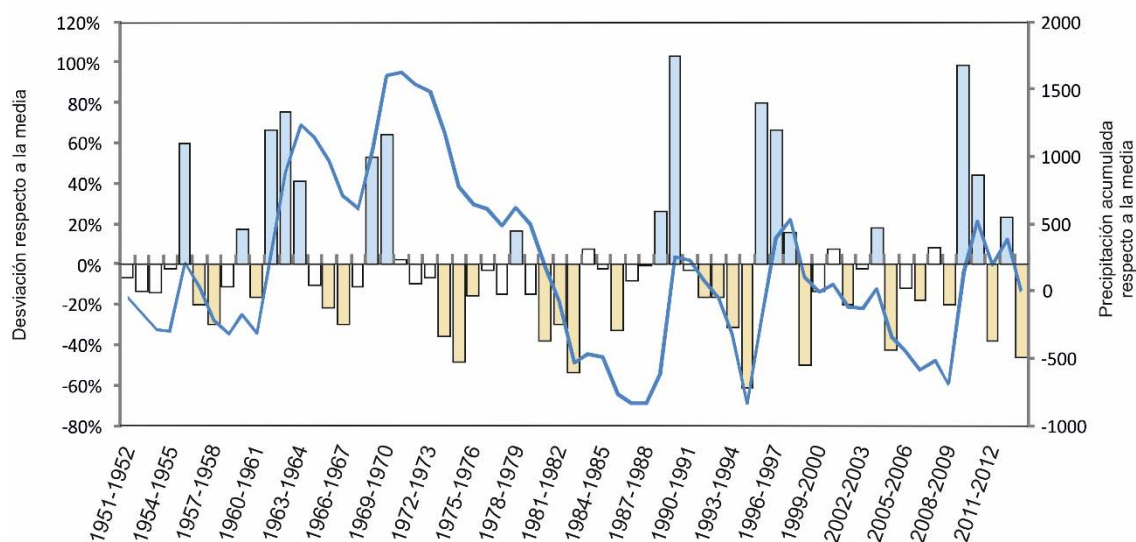


Figura 2.10. Desviación de las precipitaciones anuales (barras) y de las anuales acumuladas (línea) durante el periodo 1951/52 -2013/14 con respecto a la precipitación media aritmética de las estaciones del área de estudio. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco). Precipitación media (Pm): 846 mm

2.1.3 Análisis de las precipitaciones correspondientes al periodo de investigación (2011/2012-2013/2014)

2.1.3.1 Precipitación media anual

Las estaciones consideradas para el análisis de las precipitaciones correspondientes a los años 2011/12-2013/14 son las mismas que para el periodo histórico 1951/52-2013/14. La precipitación media (aritmética) durante el periodo de investigación es de 674 mm. Este dato es considerablemente inferior al calculado en el apartado 2.1.2.3 (846 mm) a partir del registro histórico de precipitaciones. Los datos de precipitación media (Fig. 2.11) de los tres años hidrológicos que constituyen el periodo de estudio permiten clasificarlos como de tipo seco (2011/12 y 2013/14) y húmedo (2012/13).

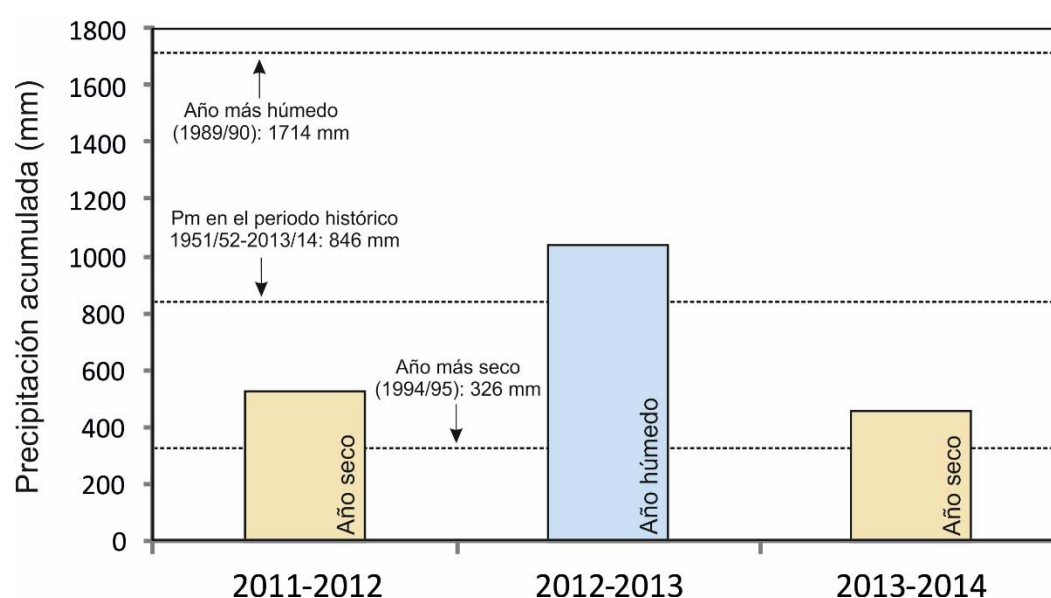


Figura 2.11. Valores de precipitación anual durante el periodo de estudio. Pm: precipitación media aritmética

2.1.3.2 Distribución temporal de las precipitaciones

A lo largo del periodo de investigación (2011/2012 – 2013/2014), las precipitaciones medias mensuales, en el conjunto de estaciones, muestran una distribución temporal irregular (Fig. 2.12). A diferencia de los años hidrológicos 2011/12 y 2012/13, en 2013/14 las precipitaciones tuvieron lugar de una forma más uniforme en el tiempo. En los dos primeros años, las precipitaciones se encuentran más concentradas, concretamente en los meses de octubre y noviembre (2011/12) y en octubre, noviembre, febrero y marzo (2012/13).

Las épocas en las que se registraron las mayores precipitaciones tienen lugar durante el otoño del año hidrológico 2011/12 (octubre-noviembre), otoño de 2012/13 (octubre-noviembre) e invierno del año 2013/14 (enero-febrero). El verano de 2013/14 es el más seco de todos (50 mm), mientras que en 2011/12 se registraron las mayores precipitaciones estivales (67 mm).

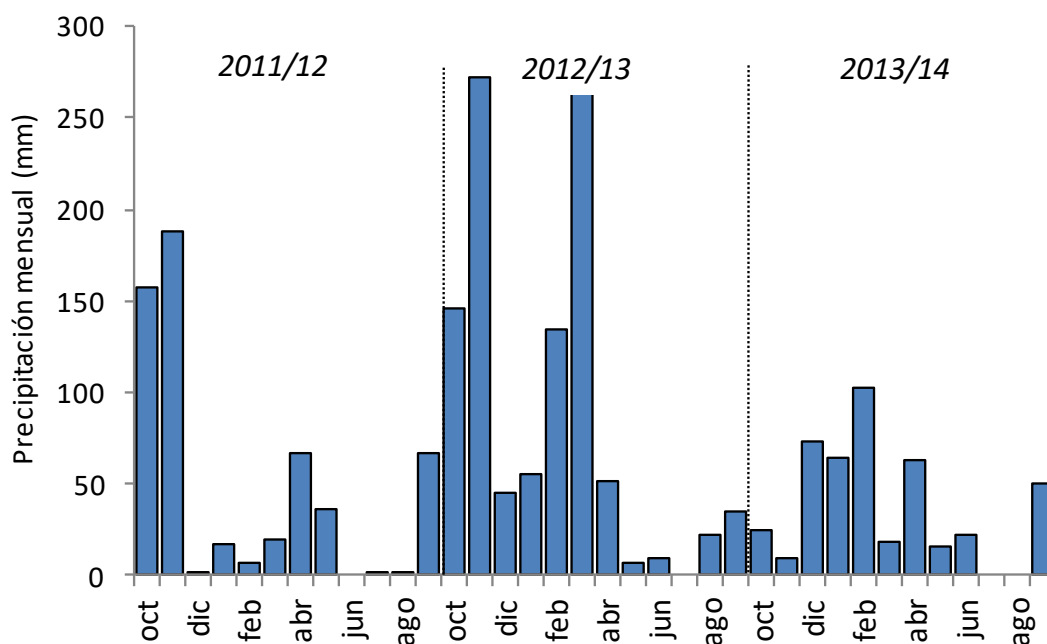


Figura 2.12. Evolución de las precipitaciones mensuales durante el periodo de investigación (2011/12-2013/14)

La distribución mensual media de las precipitaciones se representa en la figura 2.13. El período de tiempo más lluvioso en el área de estudio va de octubre a marzo, si bien en el mes de noviembre se registran las mayores precipitaciones, con 157 mm de media. Las precipitaciones de primavera pueden llegar a ser considerables y generalmente contabilizan entre 61 mm (abril) y 11 mm (junio). El mes de julio es el más seco, con 0,2 mm. En el mes de octubre tienen lugar las primeras lluvias del año hidrológico (109 mm de media). La precipitación media mensual es de 57 mm.

Durante el periodo húmedo, comprendido entre los meses de octubre y marzo, se acumula el 78% de las precipitaciones anuales, mientras que entre los meses de abril y junio (lluvias de primavera) se contabiliza el 13% del total. El porcentaje que resta (9%) corresponde fundamentalmente a las precipitaciones del mes de septiembre que, según el año, pueden ser significativas. La precipitación mensual acumulada muestra valores crecientes desde octubre hasta mayo (Fig. 2.13). A partir de dicho mes, este parámetro permanece casi constante, debido a la ausencia de lluvias durante el período estival, y sólo aumenta ligeramente al final del año hidrológico, en el mes de septiembre. De este análisis se deduce que las precipitaciones registradas durante el otoño superan en un 34% a las acaecidas durante los meses de invierno.

El análisis temporal de las lluvias diarias durante el periodo de investigación permite distinguir los siguientes eventos (estación ejemplo: Marbella; Fig. 2.14):

A) constituyen los primeros eventos pluviométricos de año hidrológico, que tienen lugar en los meses de septiembre, octubre y noviembre. Suelen ser tormentas intensas más o menos concentradas en el tiempo, con frecuencia asociadas a las masas de aire cálidas de procedencia mediterránea. Este tipo de lluvias acumularon 359 mm (309 mm entre octubre y noviembre, 50 mm en septiembre) en 2011/12, 385 mm (341 mm entre octubre y noviembre, 44 mm en septiembre) en 2012/13 y 72 mm (24 mm entre octubre y noviembre, 48 mm en septiembre) en 2013/14.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

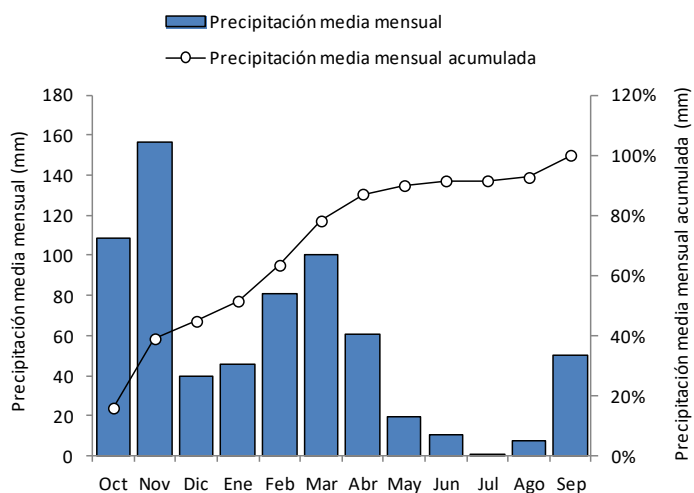


Figura 2.13. Valores de la precipitación media mensual y acumulada del conjunto de estaciones pluviométricas utilizadas para el análisis del período de investigación

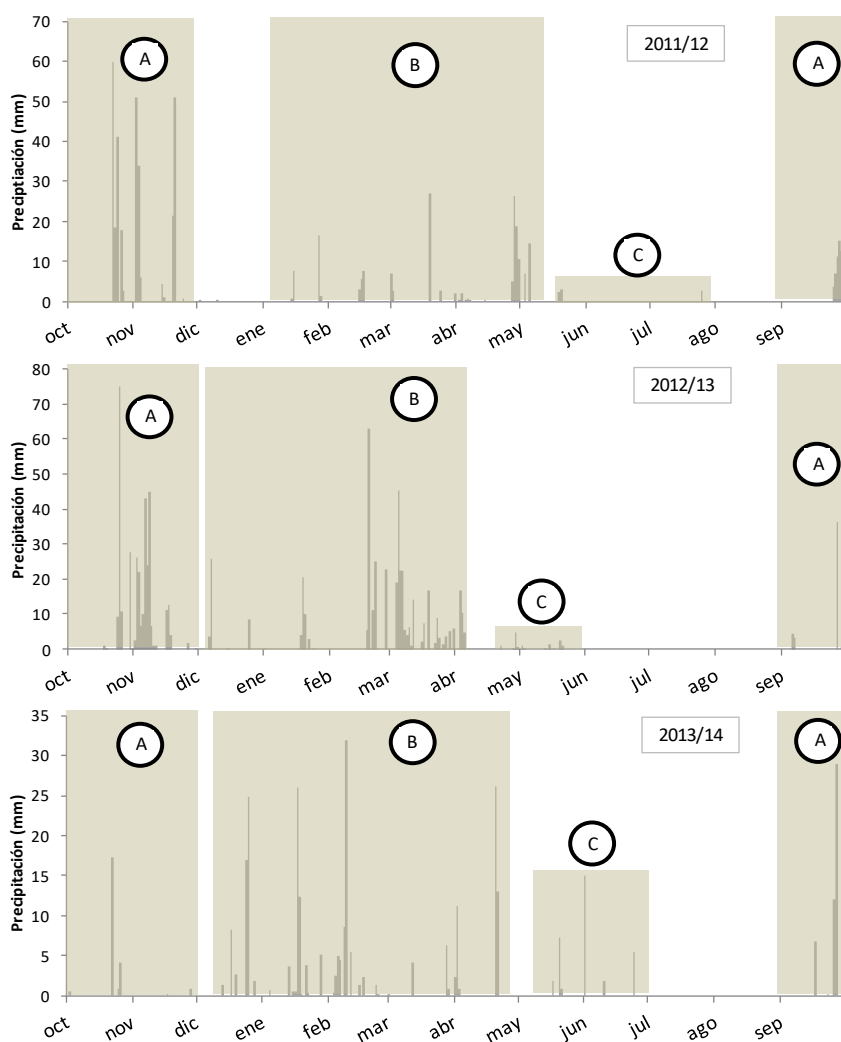


Figura 2.14. Registro de la precipitación diaria en la estación de Marbella durante los años 2011/12, 2012/13 y 2013/14. Las áreas sombreadas representan los principales periodos de precipitación descritos en el texto

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

B) comprende las lluvias registradas entre los meses de diciembre y finales de abril, aproximadamente, y corresponde al período más húmedo en los años 2012/13 y 2013/14. Las precipitaciones suelen deberse principalmente a la influencia de los frentes nubosos de bajas presiones (borrascas de origen atlántico). Estas lluvias muestran una importante variabilidad durante el período de investigación: 170 mm registrados el primer año, 443 mm el segundo y 237 mm el último.

C) Es el periodo caracterizado por las escasas lluvias estivales. Se producen generalmente en forma de tormentas aisladas. En el mes de junio del año 2013/14 se registró el máximo pluviométrico estival (Fig. 2.14), con un total de 15 mm.

2.1.4 Análisis de los datos de temperatura del aire

2.1.4.1 Características generales. Datos disponibles

En el área de estudio se dispone de una red de 4 estaciones termométricas (Presa de La Concepción, Marbella, Estepona-IFAPA, Estepona-Fitosanitario) de medida de la temperatura del aire (Fig. 2.2). Los puntos de medida de la temperatura del aire se disponen en las cercanías de los principales núcleos de población (Marbella), asociados a infraestructuras hidráulicas (Presa de La Concepción) o terrenos agrícolas (Estepona-IFAPA, Estepona-Fitosanitario).

La longitud de las series de datos es mayor en las estaciones de Marbella y Presa de La Concepción, aunque ambas tienen registros incompletos. La estación de Marbella es la que dispone de una serie de datos más completa.

2.1.4.2 Temperatura del aire a partir de las series históricas (periodo 1979/80 - 2013/14)

El análisis histórico de los datos de temperatura del aire se ha llevado a cabo a partir de la información de la estación de Marbella, por ser la única que presenta un registro con un mínimo de años completo (29). En la figura 2.15 se presenta la evolución de la temperatura del aire para el periodo considerado. El valor medio anual se sitúa en los 18,9 °C. Los valores medios mínimo y máximo de temperatura registrados en la estación de Marbella son de 4,5 y 33 °C, los días 15/01/1985 y 15/07/1994, respectivamente.

Con el objetivo de analizar la distribución de la temperatura media mensual (Fig. 2.16) se han completado las lagunas mediante correlación con los valores de la estación de la Presa de La Concepción. Dicho análisis pone de manifiesto que los valores mínimos se registran en el mes de enero, mientras que los máximos se alcanzan en agosto, coincidiendo con periodos húmedos y secos en el área de estudio, respectivamente. La temperatura media de los meses de noviembre, diciembre, enero, febrero, marzo y abril se encuentran por debajo de la media mensual (18,8 °C).

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

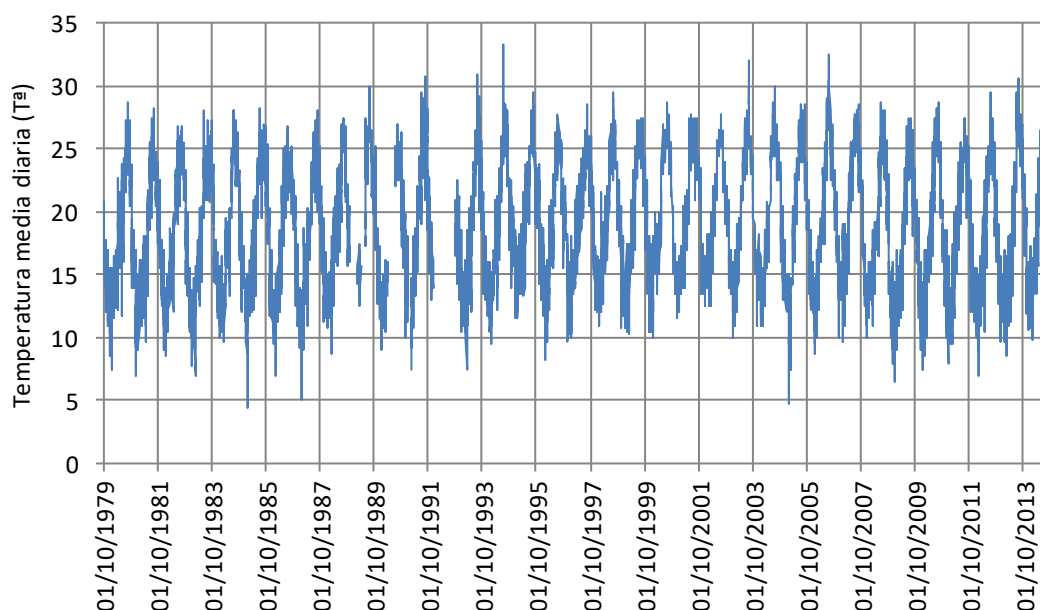


Figura 2.15. Evolución de los valores de temperatura media diaria en la estación de Marbella durante el período 1979/80-2013/14

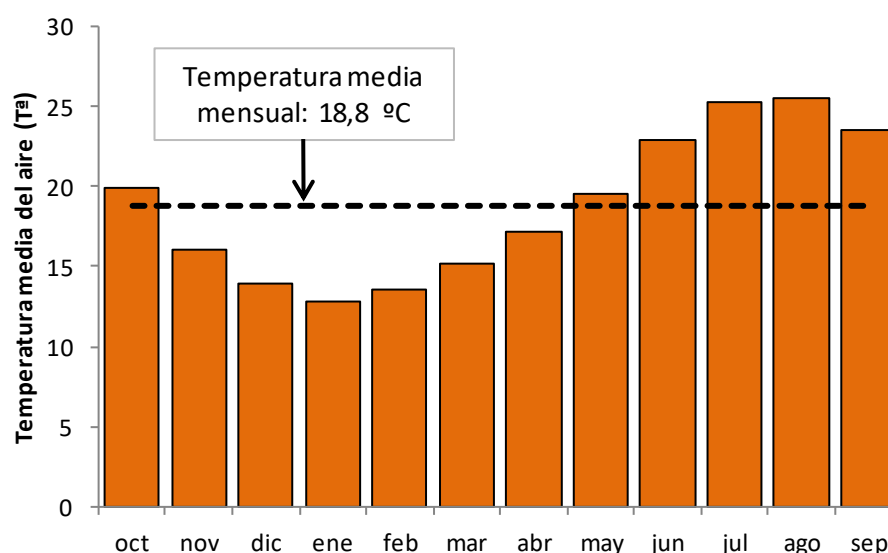


Figura 2.16. Valores de la temperatura media mensual del aire en la estación de Marbella durante el período 1979/80-2013/14

2.1.4.3 Temperatura del aire durante el periodo de investigación (2011/12-2013/14)

Se han considerado los datos de las estaciones termométricas Marbella, Presa de La Concepción, Estepona-IFAPA, Estepona-Fitosanitario para el estudio de la temperatura del aire durante los tres años hidrológicos que constituyen el período de investigación.

En la figura 2.17 se representa la evolución temporal de la temperatura mínima y máxima de las estaciones seleccionadas para el período de investigación. Al igual que ocurre con

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

el análisis de la serie histórica de temperatura, los valores máximos tienen lugar en los meses de julio y agosto y los mínimos se registran entre diciembre y febrero. En las estaciones Estepona-IFAPA y Estepona-Fitosanitario (sector occidental del área de estudio) la temperatura media anual es inferior, más de un grado en el caso de Estepona-Fitosanitario, a la registrada en la estación Presa de la Concepción, lo cual es coherente con la distribución de temperaturas a escala regional comentada en el apartado 2.1.1.

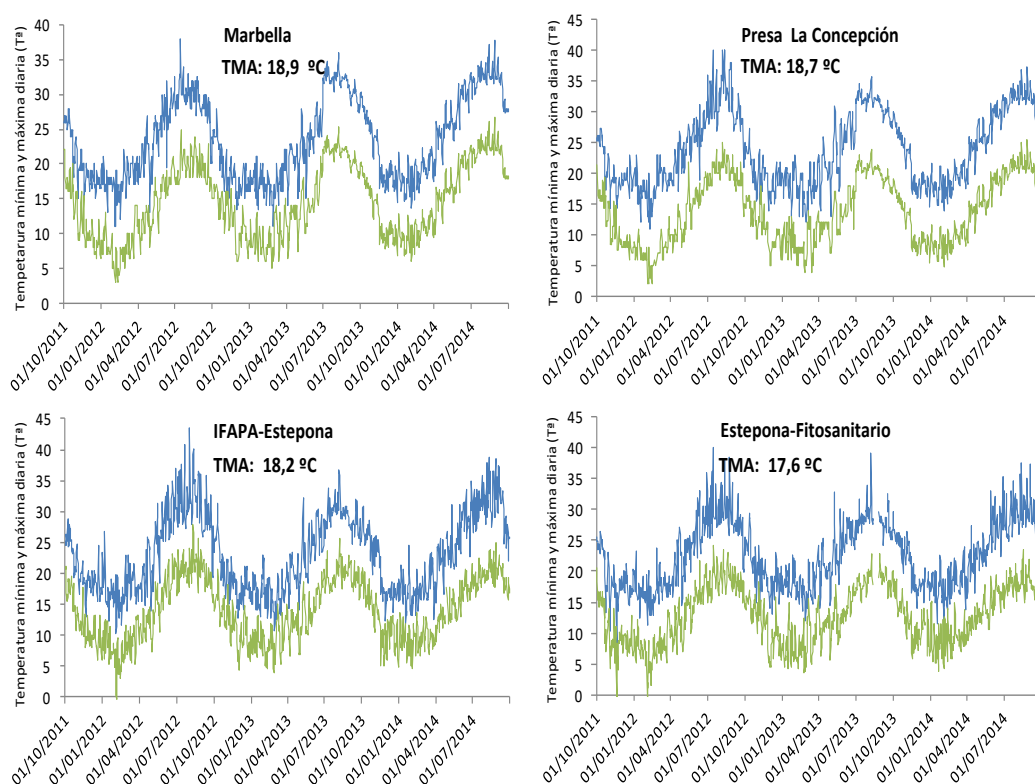


Figura 2.17. Variaciones de la temperatura máxima y mínima del aire de las estaciones termométricas del área de estudio durante el periodo de investigación. TMA: temperatura media anual (°C).

2.2 Geología

2.2.1 Antecedentes

El área de estudio se localiza en el tercio occidental de la Cordillera Bética, inmediatamente al norte de la cuenca del Mar de Alborán y al sur de las peridotitas, gneises y mármoles del Complejo Alpujárride, y de las pizarras y grauvacas del Complejo Maláguide (Fig. 2.18). Las unidades geológicas que constituyen los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona pertenecen a formaciones post-orogénicas de edad Plioceno y Cuaternario.

En la parte occidental de la provincia de Málaga, los materiales alpujárrides presentan características que los diferencian de los del resto de la Cordillera Bética. Las particularidades derivan de la existencia de un importante volumen de peridotitas (Fig. 2.18) procedentes de

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

zonas profundas del interior de la Tierra (manto superior) que intruyen en la corteza y que, finalmente, ascienden por movimientos tectónicos hasta la superficie. Este hecho, además de introducir un elemento litológico de primer orden, sometió al resto de las rocas alpujárrides a altas temperaturas y presiones.

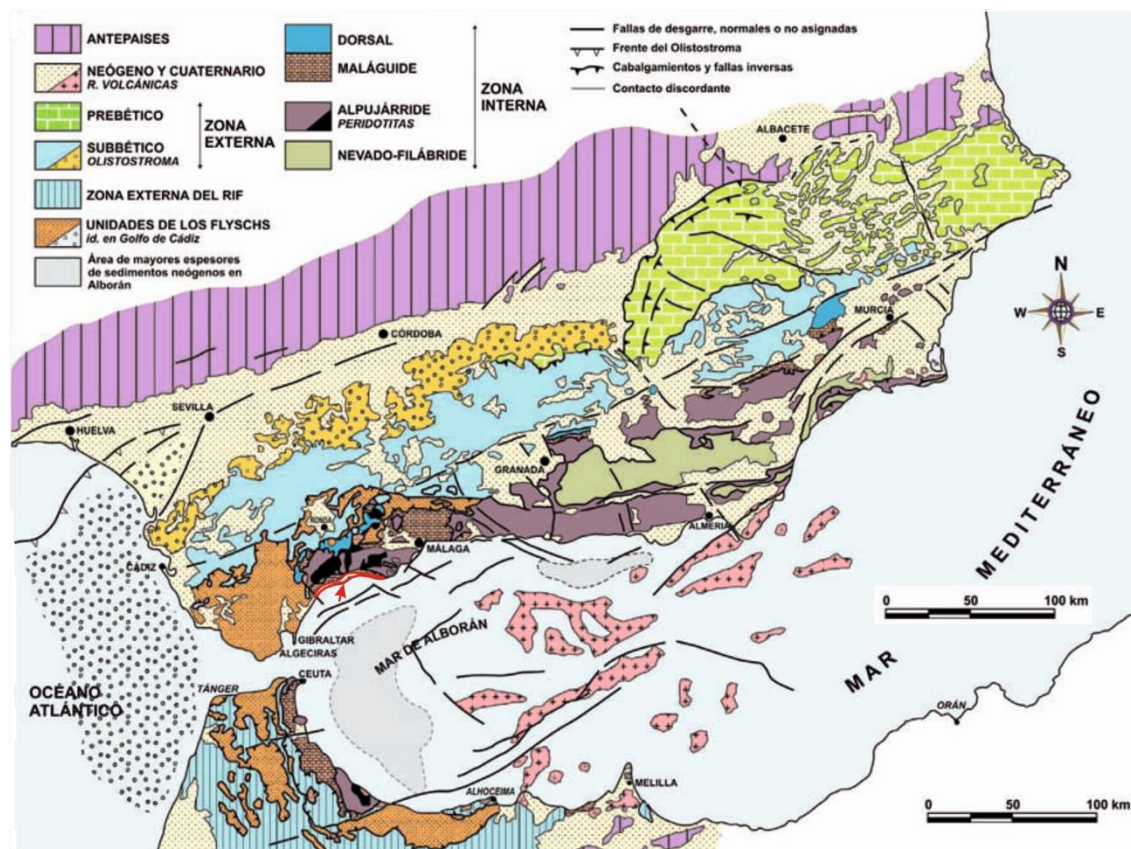


Figura 2.18. Contexto geográfico y geológico del área de estudio (flecha y contorno rojo), y principales unidades estructurales que constituyen la Cordillera Bética (tomado de Sanz de Galdeano et al., 2007)

El término “peridotitas de Ronda” se refiere al conjunto de macizos de rocas ultrabásicas que afloran en el sector occidental de la provincia de Málaga y fue utilizado por el geólogo Domingo de Orueta y Duarte en 1917, tras reconocer que los macizos estaban constituidos mayoritariamente por peridotitas y no por serpentinitas, como se creía hasta entonces. Los macizos de mayores dimensiones son los de Sierra Bermeja, Sierra Alpujata y Mijas y Carratraca, al Oeste y Norte de Málaga. Todos los macizos están formados mayoritariamente por lherzolitas, harzburgitas y dunitas y son frecuentes, e incluso dominantes localmente, las serpentinitas procedentes de transformaciones retrometamórficas de peridotitas y capas máficas (Tubía *et al.*, 1993). En conjunto, las rocas ultrabásicas cubren una superficie superior a 450 km² y constituyen el mayor afloramiento del mundo de lherzolitas orogénicas.

El grado de fracturación observado en el sector de Sierra Bermeja es elevado (Fig. 2.19.A). Ello ha favorecido la serpentinitización de un gran volumen de peridotitas (IGME, 1976). Dicho proceso tiene lugar de forma más intensa a lo largo de la red de fracturas, mediante el cual se producen mineralizaciones de asbestos (crisotilo) de tipo “cross fibre” y la liberación de parte del magnesio existente en las peridotitas (IGME, 1976). Como resultado del proceso de serpentinitización la roca adquiere tonos verdes claros y blancos (Fig. 2.19.B).

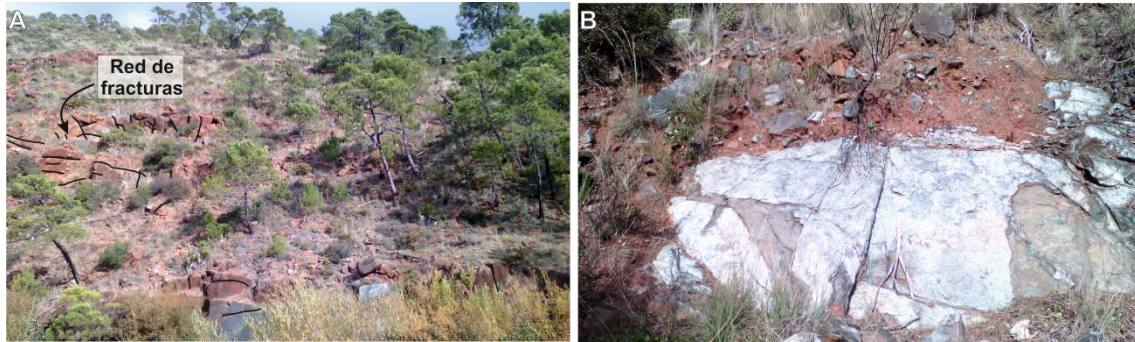


Figura 2.19. Afloramientos de peridotitas en el sector de Sierra Bermeja donde se observa la intensa fracturación (A) y los procesos de serpentización (B)

Las primeras investigaciones sobre la geología de la zona de estudio se han centrado fundamentalmente en las características de los materiales del basamento pre-plioceno, con descripciones muy generales sobre los depósitos pliocenos (Michel-Levy y Bergeron, 1890 – 1892; Blumenthal, 1934; Didon, 1969; Mauthe, 1971).

Los trabajos publicados sobre la geología de los materiales pliocuaternarios de la región de Málaga, y en particular de los afloramientos de Marbella-Estepona, son escasos y la mayoría de ellos se centran en el estudio de aspectos estratigráficos, paleontológicos y tectónicos (Lyell, 1833; Ansted, 1857; Azema, 1961; Benkhelil, 1976; Muñiz-Solís y Guerra-Merchán, 1994; Vera-Peláez *et al.*, 1995; Guerra-Merchán, 1997; Guerra-Merchán *et al.*, 2002; Aguirre *et al.*, 2005, entre otros).

Ansted (1857) estableció los principales rasgos estratigráficos del Plioceno de la cuenca de Málaga a partir de la diferenciación entre Plioceno antiguo y Plioceno reciente (*Older y Newer Pliocene*) realizada por Lyell (1833). Ansted (1857) cartografió unas arcillas azules en la base de la formación pliocena, denominadas “arcillas de Tejares”, que hacia techo y lateralmente hacia el margen de la cuenca pliocena, cambiaban progresivamente a depósitos más arenosos. Azema (1961) realizó un estudio sintético de la geología desde la Hoya de Málaga hasta Torre del Mar, con un esquema de trabajo y unos resultados similares a los obtenidos por Ansted (1857). En los sectores de la Hoya de Málaga y de la región comprendida entre Estepona y Fuengirola, Benkhelil (1976) llevó a cabo un estudio estratigráfico, paleogeográfico y neotectónico. En el primer sector, diferenció un conjunto basal constituido por margas azules, equivalentes a las “arcillas de Tejares” descritas por Ansted (1857) y Azema (1961), que pasaban de forma progresiva hacia techo a conglomerados, arenas y margas arenosas amarillas. Localmente, reconocieron un conglomerado poligénico en la base de la secuencia pliocena. Según dichos autores, la serie pliocena terminaba con unas arcillas gris-verdosas con abundantes cristales de yeso. Benkhelil (1976) diferenció en el área costera entre Estepona y Fuengirola sedimentos arenoso-conglomeráticos de carácter litoral, que consideró lateralmente equivalentes a las facies de margas azules. Por lo que respecta a la edad, las margas azules basales de la Hoya de Málaga y las facies arenosas litorales cartografiadas desde Estepona hasta Fuengirola pertenecían al Plioceno inferior, según Benkhelil (1976), por la presencia del fósil *Globorotalia margaritae*. Los conglomerados, arenas, margas arenosas y las arcillas con yesos de la serie pliocena de la cuenca de Málaga fueron asignados al Plioceno medio aunque sin ninguna precisión biocronoestratigráfica.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Desde un punto de vista geológico, las primeras investigaciones fueron coordinadas por Domingo de Orueta y Duarte, cuyos resultados se publicaron a comienzos del siglo XX (Orueta, 1917). Dichos estudios se centraron en aspectos geológicos y petrográficos de la Serranía de Ronda, y en ellos se hacía mención a la existencia de una formación areniscosa de características peculiares que afloraba entre las localidades de Estepona y Marbella. Orueta (1917) se refería a dichas areniscas en los siguientes términos:

“Toda la mancha pliocena litoral entre Estepona y Marbella está formada por una roca especial llamada bizcornil en el país. Es una a modo de arenisca de grano grueso, que más bien debiera llamarse arena consolidada, en la que tanto el diámetro de los elementos como la compacidad y tenacidad de la roca que resulta de su aglomeración, varían entre ciertos límites. Hay bancos tan compactos, que pueden emplearse, y se emplean, como piedras de construcción, y bastantes casas de San Pedro Alcántara y buena parte de las losas de coronamiento de los pretilos de la carretera que va de este pueblo a Ronda, están, hechos con bizcornil de grano grueso, que es, por cierto, el más compacto. Pero en estos bancos alternan otros de arena apenas consolidada, que pueden desmenuzarse con la mano y que se emplean como tal arena, en los sitios en que la de río escasea, para mezclarla con la cal en la confección del mortero. El espesor de los bancos rara vez excede de 0,60 metros, y suelen alternar los de roca dura con los de arena suelta o casi suelta. El tramo entero mide unos sesenta metros de espesor y reposa indistintamente sobre las areniscas numulíticas (Estepona), sobre las peridotitas (San Pedro) o sobre el gneis, sin el intermedio de ninguna otra roca”.

Se trata, por tanto, de la primera referencia de la que se tiene constancia de los afloramientos pliocenos de Marbella-Estepona. Es interesante mencionar que el término “bizcornil” se sigue utilizando en el argot popular a la hora de referirse a los materiales margo-areniscosos que afloran en la franja litoral costera de los municipios de Marbella y Estepona.

2.2.2 Geología de los afloramientos pliocenos y cuaternarios de Marbella – Estepona

Los afloramientos pliocuaternarios de Marbella-Estepona se encuentran cartografiados en las hojas de Estepona (Chamón Cobos *et al.*, 1977), Marbella (Piles Mateo *et al.*, 1978a) y Coín (Piles Mateo *et al.*, 1978b) del mapa geológico nacional (MAGNA). Las hojas de Marbella (1065) y Estepona (1072) fueron actualizadas en el marco del proyecto GEODE (cartografía geológica digital continua de España) por Sánchez Gómez *et al.* (2008a, 2008b). La principal diferencia entre los mapas geológicos derivados de las cartografías MAGNA y GEODE reside en el mayor detalle a la hora de digitalizar los límites de las diferentes litologías en esta última, incluidos los materiales pliocenos y cuaternarios, aunque sin mejorar sustancialmente los ya existentes. Por este motivo, se ha optado por utilizar las diferentes hojas del mapa geológico nacional (MAGNA).

2.2.2.1 Actualización de la cartografía geológica

Se han llevado a cabo trabajos de campo para actualizar la cartografía geológica existente, centrados fundamentalmente en el entorno de los afloramientos pliocenos de San Pedro de Alcántara y Aloha, donde se han observado ciertas discrepancias entre los mapas de los planes GEODE y MAGNA. La actualización se ha basado, por un lado, en los resultados obtenidos durante las campañas de reconocimiento geológico y, por otro, en las investigaciones realizadas por Aguado *et al.* (1990) sobre la formación miocena transgresiva de San Pedro de Alcántara (Buntfuss, 1970; Didon *et al.*, 1973), así como en el estudio geológico del término municipal de Marbella, encargado por la empresa de abastecimiento de agua Aquagest Sur (actual Hidralia) a la empresa Ingemisa en el año 1995. Dicho estudio llevó asociada la elaboración de una cartografía geológica a escala 1:20.000.

La Formación de San Pedro de Alcántara está constituida mayoritariamente por conglomerados y brechas heterométricas con cantos y bloques procedentes del Paleozoico Maláguide y, sobre todo, por rocas de origen alpujárride, como esquistos y gneises de alto grado e incluso peridotitas. Hacia techo, se produce un aumento de la matriz arenoso-arcillosa y la aparición de niveles areniscosos o microbréchicos, con intercalaciones arcilloso-margosas de colores grises y verdosos (Aguado *et al.*, 1990). Los restos fósiles analizados en las facies más arcillosas permitieron su datación como Mioceno inferior. Los afloramientos de la unidad de San Pedro de Alcántara coinciden espacialmente con un tramo de margas azules y verdosas (Fig. 2.20), de características litológicas muy monótonas y espesor variable, entre 200 y 250 metros, cartografiadas por Ingemisa (1995). Dichas margas se atribuyeron al Tortoniense superior – Messiniense (Mioceno superior) aunque sin ninguna precisión biocronoestratigráfica. A falta de mayor información, se ha asumido que las margas descritas por Ingemisa (1995) corresponden, en gran medida, a las intercalaciones arcilloso-margosas de la Formación San Pedro de Alcántara. Ello conllevaría el aumento de la extensión de afloramiento de dicha formación (tramo verde en figura 2.20).

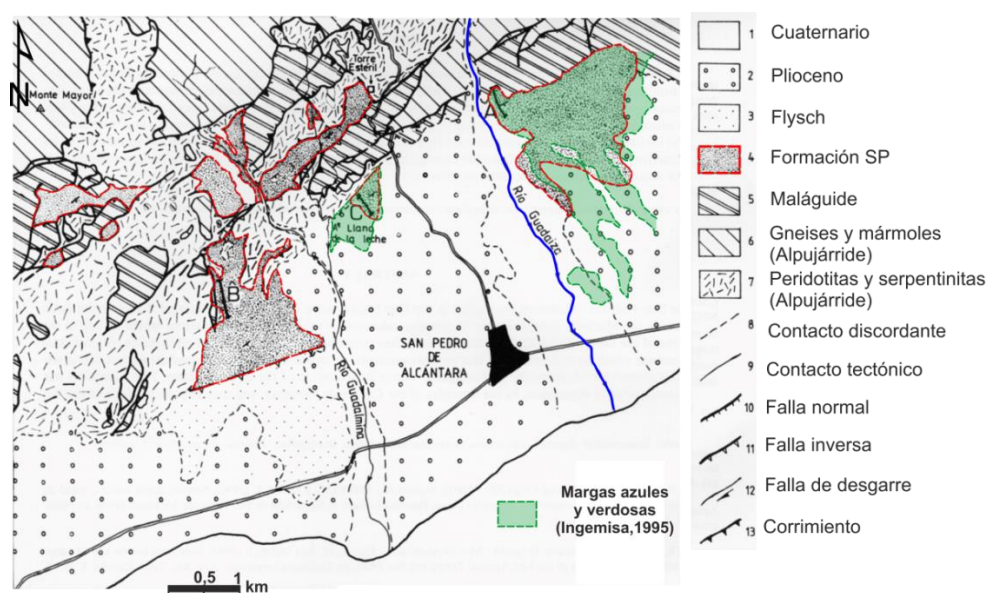


Figura 2.20. Mapa geológico esquemático de los alrededores de San Pedro de Alcántara (modificado de Aguado *et al.*, 1990). Nota: SP = San Pedro de Alcántara

Los afloramientos de la Formación San Pedro de Alcántara y la cartografía geológica elaborada por Ingemisa (1995) se han georreferenciado y digitalizado en ArcGis 9.3 para su incorporación al mapa geológico del sector de Marbella-Estepona (Fig. 2.21). La elaboración de dicho mapa geológico se ha llevado a cabo a partir del trabajo de campo realizado sobre la base de las tres cartografías previas: el mapa geológico nacional (MAGNA), el mapa geológico presentado en Aguado *et al.* (1990) y la cartografía realizada por Ingemisa (1995). En la figura 2.21 se indica la localización de las diferentes fotografías tomadas durante los trabajos de campo, así como de estudios geotécnicos (sondeos incluidos) facilitados por la empresa ENYPSA (ya extinta). Los estudios geotécnicos ubicados en los municipios de Marbella y Estepona se refieren en dicha figura con los códigos GM y GE, respectivamente.

Los trabajos de campo han permitido el reconocimiento de facies margo-areniscosas de la Formación San Pedro de Alcántara (FSP), de características litológicas bastante homogéneas (Fig. 2.22). El espesor de estos materiales en los afloramientos inventariados apenas superaba los 2 metros en superficie. Por lo que respecta a los depósitos conglomeráticos basales, se han reconocido en dos afloramientos: San Pedro de Alcántara y Aloha (códigos CSP y CAH en la figura 2.21). Se trata de bloques de cantos heterométricos subredondeados, de tamaño centimétrico y/o decimétrico (Fig. 2.23.A), entre los que se encontraron embebidos bloques de margas de la Formación San Pedro de Alcántara (Fig. 2.23.B), que afloran inmediatamente al norte. En el informe geotécnico GM-6 (Fig. 2.21) también se reconocieron afloramientos del conglomerado de base del plioceno, en las inmediaciones del campo de golf de La Quinta.

En los sondeos perforados por el método de rotación, incluidos en los informes geotécnicos GM-2, GM-3 y GM-4 (Fig. 2.21), se atravesaron unas margas arcillosas gris – verdosas, de características litológicas similares a las de la Formación San Pedro de Alcántara. Dichas margas corresponden al substrato impermeable de los conglomerados basales de la formación pliocena de Aloha (estudio geotécnico GM-5), con un aspecto muy similar al observado en los afloramientos de la figura 2.22 (Fig. 2.24).

Se ha reconocido en campo un nuevo afloramiento de arcillas que podría atribuirse al Flysch del Campo de Gibraltar (marcado con interrogante en la figura 2.21). Dichas arcillas, en comparación con las margas areniscosas de la Formación San Pedro de Alcántara, muestran mayor plasticidad y presentan abundantes grietas características de este tipo de materiales, asociadas a los procesos de humectación – desecación. En la figura 2.25 se observa un deslizamiento sobre estas arcillas atribuibles al Flysch (véase situación en la figura 2.21) y la fotografía de un testigo continuo extraído durante la realización del estudio geotécnico GM-1. Se aprecia claramente la diferencia textural de estos materiales con respecto a los de la Formación San Pedro de Alcántara (Fig. 2.25).

Los resultados derivados de la realización de varias campañas de cartografía geológica y del estudio detallado de los informes geotécnicos son coherentes con la cartografía geológica elaborada por Ingemisa (1995), especialmente en lo relativo a los límites entre los materiales pliocenos y miocenos (Formación San Pedro de Alcántara y Flysch del Campo de Gibraltar).

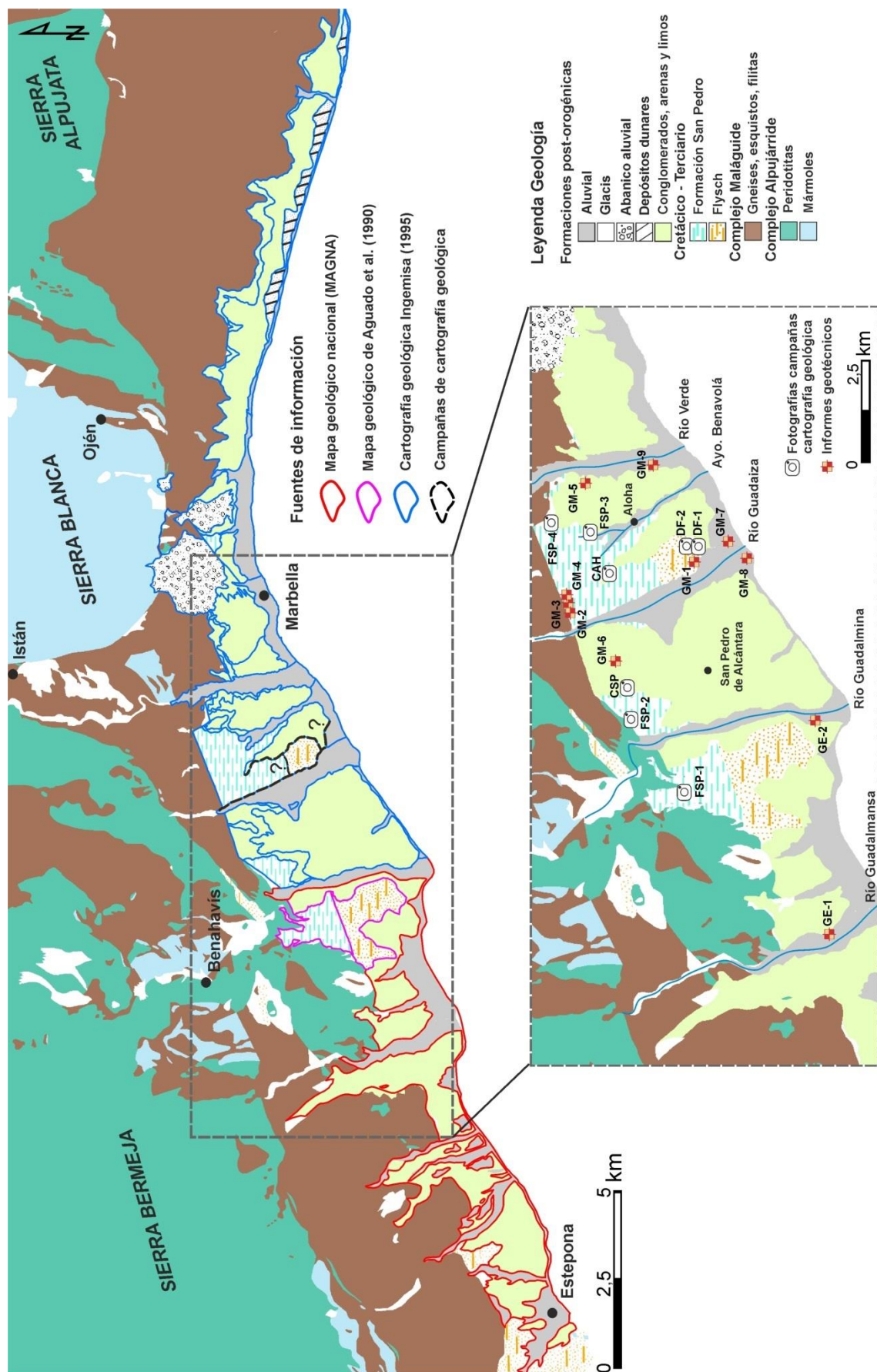


Figura 2.21. Mapa geológico de los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona. Se incluyen las diferentes fuentes de información utilizadas en su elaboración

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

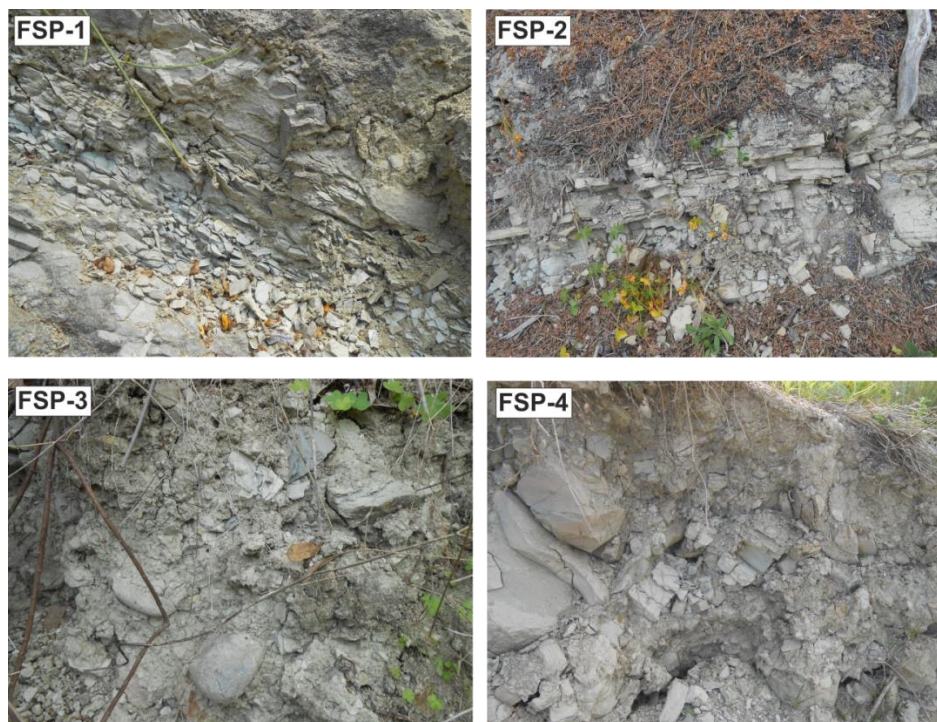


Figura 2.22. Afloramientos de margas arcillosas y niveles areniscosos de Mioceno, pertenecientes a la Formación San Pedro de Alcántara (FSP). Véase situación en la figura 2.21

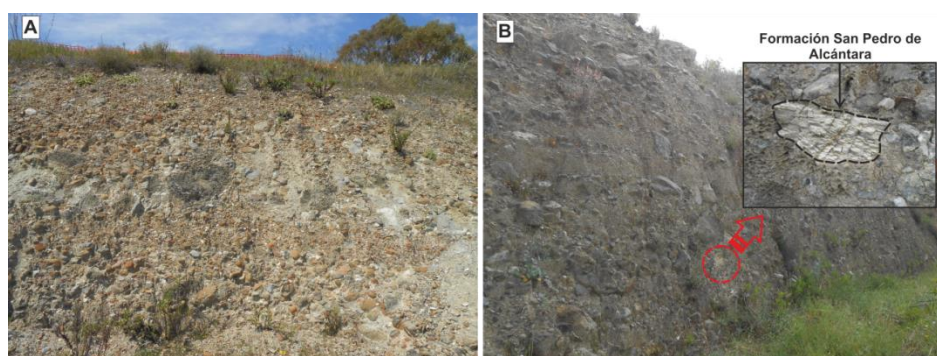


Figura 2.23. Depósitos conglomeráticos basales de los sectores de San Pedro de Alcántara (A) y Aloha (B). Nota: corresponden con las fotografías CSP y CAH, respectivamente. Véase situación en la figura 2.21



Figura 2.24. Testigo continuo obtenido del estudio geotécnico GM-5 (A) y afloramiento de margas de la Formación San Pedro de Alcántara (B). Véase situación en la figura 2.21

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO



Figura 2.25. Procesos de deslizamiento observados en las arcillas atribuibles al Flysch del Campo de Gibraltar (DF-2) y testigo continuo del informe geotécnico GM-1

2.2.2.2 Descripción de columnas litológicas

2.2.2.2.1 Materiales cuaternarios

Las empresas de geotecnia ENYPSA y CEMOSA han facilitado información sobre las columnas litológicas de sondeos perforados en distintos puntos de la zona de estudio, aunque la mayor parte de la información procede de las bases de datos de ENYPSA. Dicha información ha contribuido a mejorar el conocimiento existente sobre la geometría de los materiales cuaternarios, dado que la profundidad de los sondeos geotécnicos rara vez supera los 20 m.

Por lo que respecta a la geometría de las formaciones cuaternarias, se han analizado los estudios geotécnicos realizados en los acuíferos aluviales de los ríos Guadalmina, Guadalmanza, Guadaiza y Verde. El informe geotécnico GE-2 (Fig. 2.21) se llevó a cabo en los materiales cuaternarios depositados por el río Guadalmina, constituidos por gravas y cantos rodados (Fig. 2.26.A). En la base de dicha formación se perforó el substrato plioceno, formado por limos arenosos y arenas limosas gris-azuladas con pequeños restos de conchas (Fig. 2.26.B). El espesor atribuible a los materiales cuaternarios es de 8 metros, si bien es cierto que la parcela donde se realizó la perforación está ubicada cerca del contacto entre los materiales cuaternarios y pliocenos (Fig. 2.21), y puede que dicho espesor no sea representativo de la potencia máxima de la formación aluvial.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

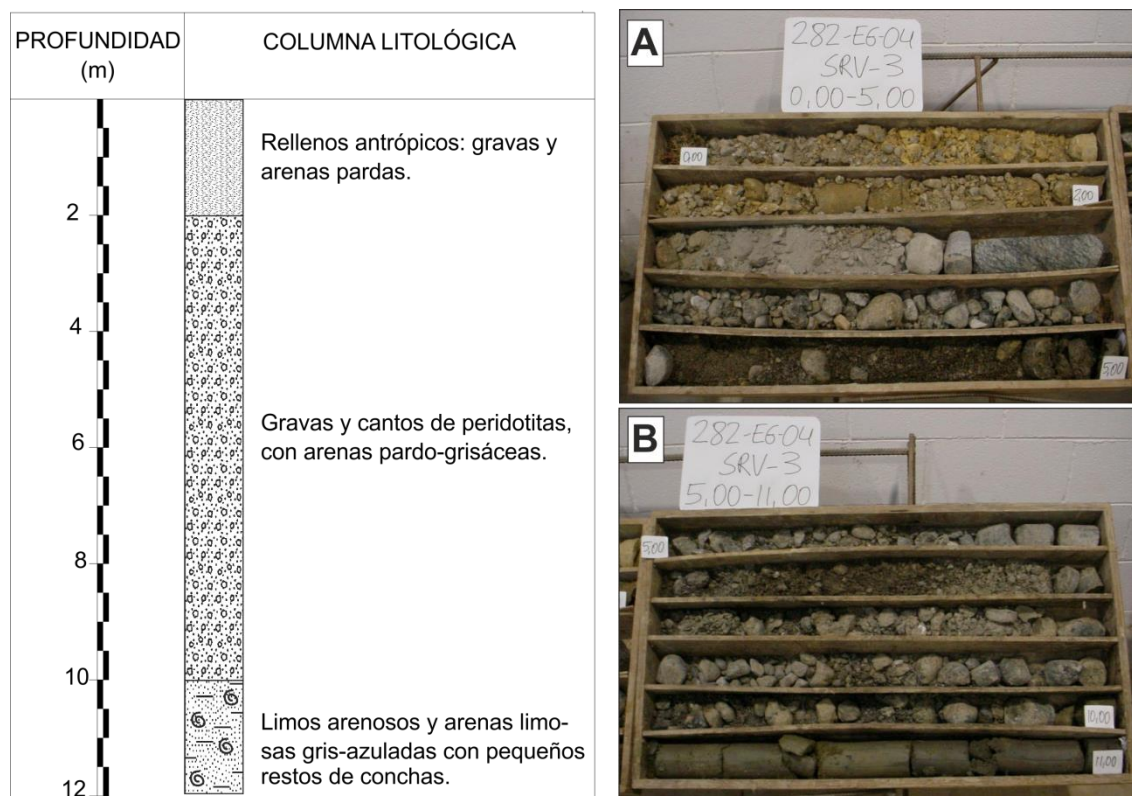


Figura 2.26. Columna litológica y testigo continuo del sondeo perforado en el acuífero aluvial del río Guadalquivir (estudio geotécnico GE-2). Véase situación en la figura 2.21

En el acuífero aluvial del río Guadalquivir se realizaron tres sondeos mediante rotación con recuperación continua de testigo (informe geotécnico GE-1), de 15,45; 15,45 y 13,1 metros de profundidad (Fig. 2.27). La formación cuaternaria aluvial está formada principalmente por arenas y gravas con cantos redondeados, entre los cuales se intercalan niveles de arenas limosas que podrían estar relacionados con depósitos asociados a corrientes de agua de menor energía. Dicha alternancia de materiales groseros y finos, dentro de la formación aluvial, pone de manifiesto el grado de heterogeneidad y anisotropía que puede encontrarse en este tipo de formaciones, consideradas tradicionalmente como homogéneas e isótropas.

En los materiales cuaternarios depositados por el río Verde se perforaron un total de 6 sondeos pertenecientes al estudio geotécnico GM-9 (Fig. 2.21), con profundidades que variaron entre 15 y 19 metros, aproximadamente. En la figura 2.28 se presentan las columnas litológicas de los sondeos más representativos de la geometría del acuífero aluvial, por tratarse de las perforaciones de mayor profundidad.

Al igual que en los sondeos perforados en los materiales cuaternarios del río Guadalquivir, entre los tramos de arenas y gravas de origen aluvial se encuentran intercalados niveles más finos (en este caso arcillas fangosas), probablemente asociados a depósitos de llanura de inundación. En los últimos metros de los sondeos se atravesaron arenas grisáceo-verdosas cementadas, que podrían corresponder a las arenas consolidadas (bizcornil) del tramo superior de los afloramientos pliocenos.

Los sondeos perforados con motivo de los estudios geotécnicos GM-7 y GM-8 en el acuífero aluvial del río Guadaleja (Fig. 2.21) presentan profundidades inferiores a los 10 metros,

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

con un predominio de facies detríticas de tamaño grueso (arenas y gravas) y algunos niveles de arenas arcillo-limosas. En ningún sondeo se llegó a perforar el substrato plioceno.

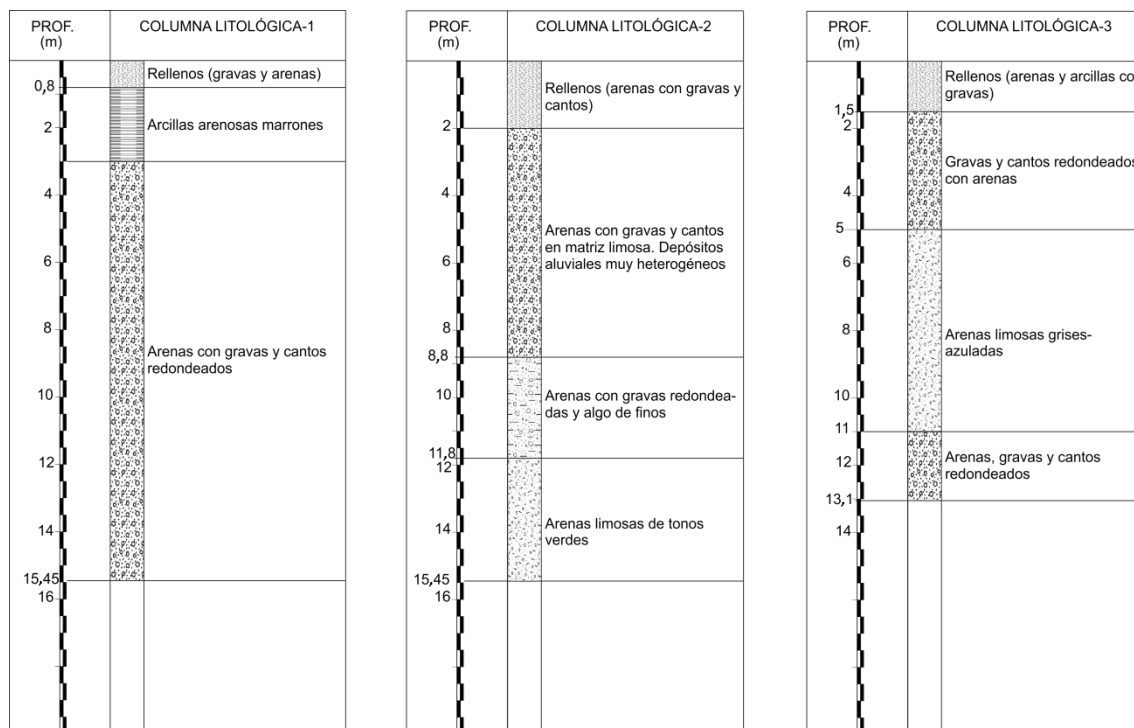


Figura 2.27. Columnas litológicas de los sondeos perforados en el acuífero aluvial del río Guadalmanza

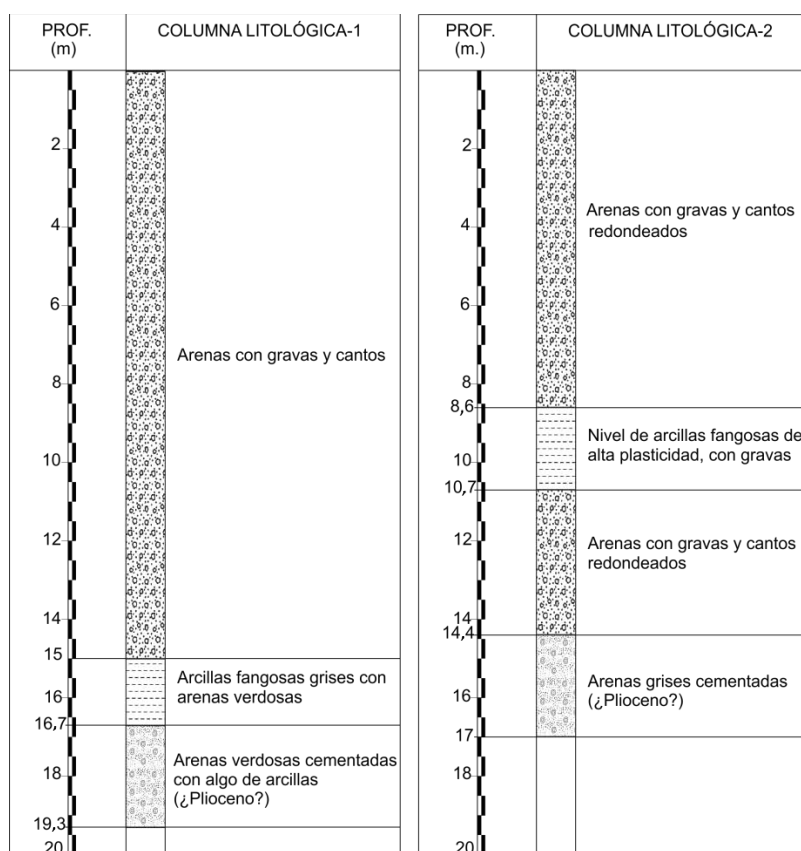


Figura 2.28. Columnas litológicas de dos sondeos geotécnicos perforados en el acuífero aluvial del río Verde

2.2.2.2.2 Materiales pliocenos

Se han recopilado columnas litológicas de sondeos perforados por la empresa Compañía General de Sondeos (CGS), ya extinta, en el marco del denominado plan Metasequía de los años 1993, 1994 y 1995. Las columnas levantadas por CGS corresponden a los puntos de control piezométrico P-1, P-2, P-3, P-4, P-5, P-6, P-7 y P-8 (anexo 1.a). Existen pocos sondeos que sean totalmente penetrantes y perforen el substrato impermeable. Estos sondeos se realizaron en el entorno de los ríos Guadalmanza y Padrón y del arroyo de la Cala. Los sondeos que atraviesan complemente los materiales pliocenos son P-4, P-5, P-2 y P-1. Las columnas litológicas que se describen a continuación se pueden consultar en el anexo gráfico correspondiente (anexo 1.b).

El sondeo P-1 (La Cala) corresponde al punto de agua 1546-1-0052 (código IGME), y forma parte, al igual que el resto de sondeos, de la red de control piezométrico de la Junta de Andalucía. El sondeo tiene una profundidad de 217 metros y se encuentra ranurado en toda su longitud. Se perforó por el método de rotación a circulación directa con tricono. La información existente en la base de datos del IGME sobre su columna litológica coincide con la suministrada por CGS. Dicha columna está formada, de techo a muro, por 21 metros de gravas y arenas de esquistos y peridotitas de origen aluvial, que se disponen sobre un potente paquete de margas grises pliocenas (156 metros). A 177 y 190 metros de profundidad se perforaron niveles de gravas y pizarras laminadas, estas últimas correspondientes al substrato Paleozoico. Por lo tanto, el espesor atribuible a los materiales pliocenos es de 169 metros.

El sondeo P-2 (Río Padrón) también se encuentra inventariado en la base de datos del IGME, con el código 1546-1-0053. Tiene una profundidad de 193 metros, de los cuales 173 pertenecen a la formación pliocena. A 106 y 143 metros el detritus era de pizarras, aunque dado el método de perforación (rotación a circulación directa, con tricono), bien podrían corresponder a cantos de pizarra procedentes de tramos conglomeráticos pliocenos. Dichos niveles no aparecen en la descripción de la columna litológica realizada por el IGME, que agrupa las litologías existentes entre los metros 93 y 189 en la categoría “arenas y gravas”, con 4 metros finales de pizarras.

Los sondeos P-4 y P-5 (anexo 1.b) se encuentran a menos de 100 metros de distancia entre sí y atraviesan los materiales cuaternarios del río Guadalmanza y los pliocenos infrayacentes, con profundidades de obra de 105,5 y 102 metros, respectivamente. El tramo inferior de la formación aluvial (20 m de espesor) corresponde a niveles de arcillas margosas grises, que se encuentran distribuidas ampliamente en la vertical del sondeo, intercaladas con paquetes de arenas gruesas a finas y restos fósiles. El substrato impermeable en los sondeos P-4 y P-5 se cortó a 95 y 96 metros, respectivamente. El sondeo P-4 se perforó con el mismo método que los anteriores, mientras que el P-5 se llevó a cabo mediante percusión. Dicho sondeo se encuentra ranurado en los materiales cuaternarios y pliocenos, con tramos filtrantes de 15 y 24 metros, respectivamente. En la formación pliocena, este tramo se localiza en los niveles más productivos, formados por arenas finas grises con fósiles y gravas arenosas.

En el año 1993, la empresa CGS llevó a cabo un estudio geológico e hidrogeológico en un sector próximo a San Pedro de Alcántara. En el marco de dicho estudio se perforaron dos

sondeos con profundidades de 107,45 y 202,35 metros. En ambos sondeos se llegó a cortar un paquete conglomerático de espesor superior a los 65 metros. Según las conclusiones de la memoria realizada por CGS: “Las características petrográficas de dichos conglomerados (sobre todo su grado de cementación), no los denunciaban como suministradores de caudales importantes”. Desgraciadamente, no se ha podido obtener el informe final, que contenía las columnas litológicas completas.

El resto de sondeos representativos de los materiales pliocenos se construyeron por la Dirección General del Agua (dependiente de la antigua Jefatura de Sondeos) en el año 1969. Dicha Dirección General realizó, hasta la supresión de la Subdirección General del Servicio Geológico en 1996, un elevado número de perforaciones, la mayoría de ellas con extracción de testigo continuo. En la zona de estudio se ha obtenido información de dos sondeos de investigación (S-122, S-119) perforados en las inmediaciones de la desembocadura del río Real (anexo 1.b). Dichos sondeos se realizaron por los métodos de rotación y percusión. En el sondeo S-122, el substrato Paleozoico (pizarras y cuarcitas) se cortó a los 162 metros, mientras que en el S-119, más próximo a la costa, se atravesaron materiales pliocenos, fundamentalmente areniscas y gravas con arcillas, hasta los 188,5 metros de profundidad.

2.2.3 Estratigrafía

2.2.3.1 Secuencia estratigráfica de los afloramientos pliocenos y cuaternarios de Marbella-Estepona

En la franja litoral, los sedimentos pliocenos se disponen discordantes sobre materiales de los complejos geológicos Alpujárride, Maláguide y Campo de Gibraltar y, localmente, sobre materiales de la Formación San Pedro de Alcántara (Aguado *et al.*, 1990), incluida en el Grupo Viñuela, de edad Mioceno inferior (Martín Algarra, 1987; Sanz de Galdeano *et al.*, 1993). A su vez, son cubiertos en discordancia erosiva por depósitos continentales de origen aluvial y de edad Pleistoceno, sedimentos recientes de los cursos fluviales y depósitos de playas actuales.

Los sedimentos marinos pliocenos en el sector costero de Marbella y Estepona están formados fundamentalmente por arenas y margas arenosas, con un gran desarrollo de facies conglomeráticas y arenosas en los bordes de la cuenca, en áreas relacionadas con las antiguas desembocaduras de los ríos (Lozano-Francisco *et al.*, 1993; Muñiz-Solís y Guerra-Merchán, 1994). Los pequeños abanicos aluviales evolucionaban a abanicos deltaicos (Guerra-Merchán, 1997; Guerra-Merchán *et al.*, 2002) y distalmente pasaban a predominar distintos tipos de facies arenosas, a veces con un elevado contenido fosilífero (Muñiz-Solís y Guerra-Merchán, 1994; Vera-Peláez *et al.*, 1995).

En los materiales pliocenos que afloran al sur de Sierra Bermeja, Guerra-Merchán (1997) diferenció tres conjuntos litológicos. Los criterios que permitieron dicha diferenciación fueron la textura, la estructura, los tipos de estratificación, el contenido faunístico y el grado de bioturbación de los sedimentos. A dichos conjuntos, que se relacionan mediante cambios laterales de facies, se les denominó, de muro a techo, conjunto conglomerático inferior (CCI),

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

conjunto conglomerático-arenoso intermedio (CCAI) y conjunto arenoso-lutítico superior (CALS). Guerra-Merchán *et al.* (2002) redefinieron los conjuntos litológicos descritos en Guerra-Merchán (1997) y establecieron tres unidades pliocenas (unidad Plioceno Inferior I, unidad Plioceno Inferior II y unidad Plioceno medio) correspondientes a ciclos sedimentarios transgresivos (Fig. 2.29), separados por discontinuidades estratigráficas. Cada uno de dichos ciclos está constituido en su parte baja por depósitos aluviales, litorales o deltaicos (tramos inferiores proximales), sobre los cuales se disponen depósitos de plataforma marina (tramos superiores distales).

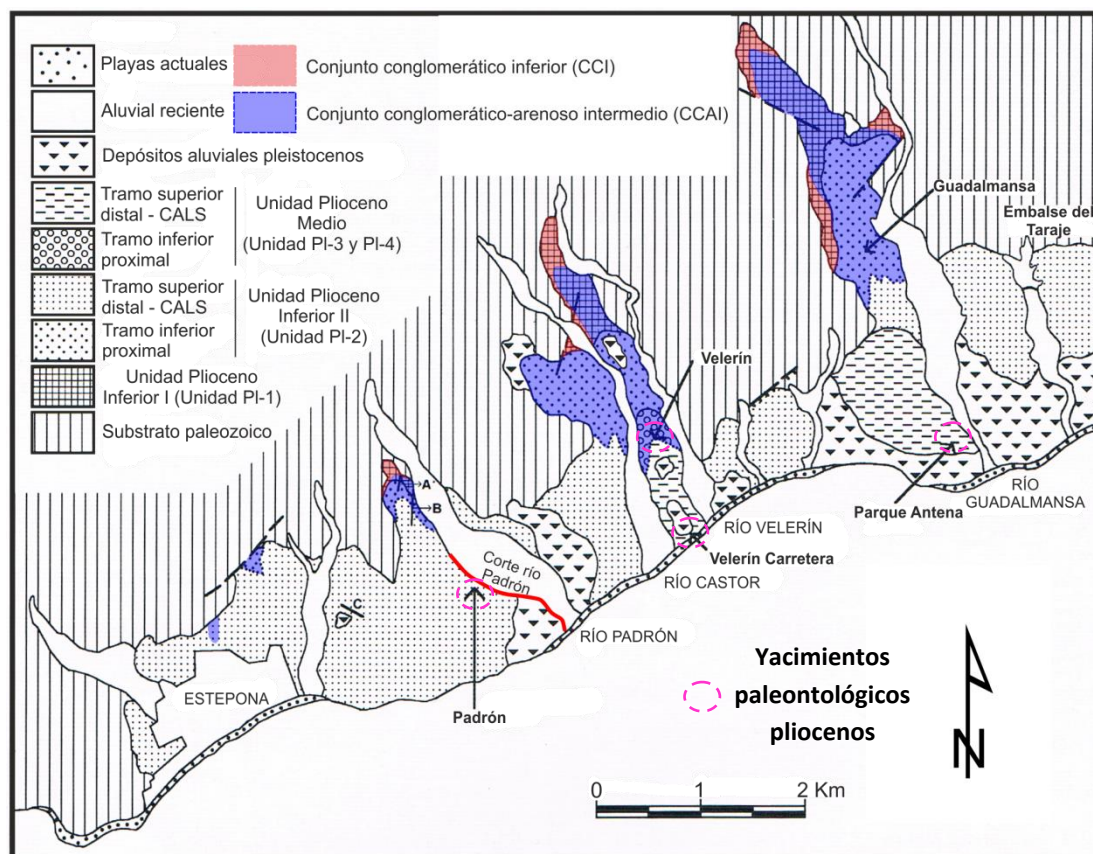


Figura 2.29. Mapa geológico de afloramientos de materiales del Plioceno en el sector de Estepona. Modificado de Guerra-Merchán (2002) con la incorporación de las unidades pliocenas CCI, CCAI y CALS y PI-1, PI-2, PI-3 y PI-4, descritas en Guerra-Merchán (1997) y Guerra-Merchán *et al.* (2014), respectivamente

Guerra-Merchán *et al.* (2014) realizaron un estudio tectono-sedimentario de los materiales post-orogénicos depositados en las cuencas periféricas del Mar de Alborán. En dicho estudio definieron 4 unidades pliocenas (PI-1 PI-2, PI-3 y PI-4), la mayoría de ellas relacionadas con conjuntos litológicos descritos en trabajos previos (Guerra-Merchán, 1997; Guerra-Merchán *et al.*, 2002). Además, dichos autores describieron una nueva unidad (PI-4) en diferentes afloramientos pliocenos, incluidos los de Marbella-Estepona, situada a techo de la unidad PI-3 mediante un contacto de discordancia angular y erosiva. La unidad PI-4 tiene unas características estratigráficas similares a las anteriores, con facies conglomeráticas en las posiciones más proximales de la cuenca pliocena de Estepona, que pasan a arenosas y limo-arenosas hacia techo y hacia la costa (Guerra-Merchán *et al.*, 1996; Guerra-Merchán *et al.*, 2014).

Aguirre *et al.* (2005) llevaron a cabo un estudio biocronológico de los depósitos pliocenos de la cuenca de Estepona a partir de algunos yacimientos pliocenos cuya situación se

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

indica en la figura 2.29. Las secuencias sedimentarias de dichos yacimientos se presentan en la figura 2.30. El afloramiento del río Velerín está constituido por conglomerados con niveles intercalados de arenas gruesas y se ubica en el tramo inferior proximal de la unidad estratigráfica del Plioceno medio (Fig. 2.29). Los conglomerados están formados por cantos centimétricos y/o decimétricos de rocas procedentes de Sierra Bermeja (gneises, esquistos, cuarcitas, mármoles y peridotitas). Dichos cantos son, en su mayoría, esféricos y redondeados. Los paquetes de arenas presentan un aspecto masivo y se aparecen como intercalaciones en la matriz de conglomerados (Fig. 2.30.A). La abundancia de conglomerados, el tamaño de los cantos rodados y el escaso contenido fósil del afloramiento indican que el depósito es representativo de facies continentales de tipo *fan-delta*. La estructura sedimentaria y la morfología de los cantos sugieren un transporte considerable desde el área fuente y un retrabajamiento debido a corrientes de agua de energía variable durante el depósito (Aguirre *et al.*, 2005).

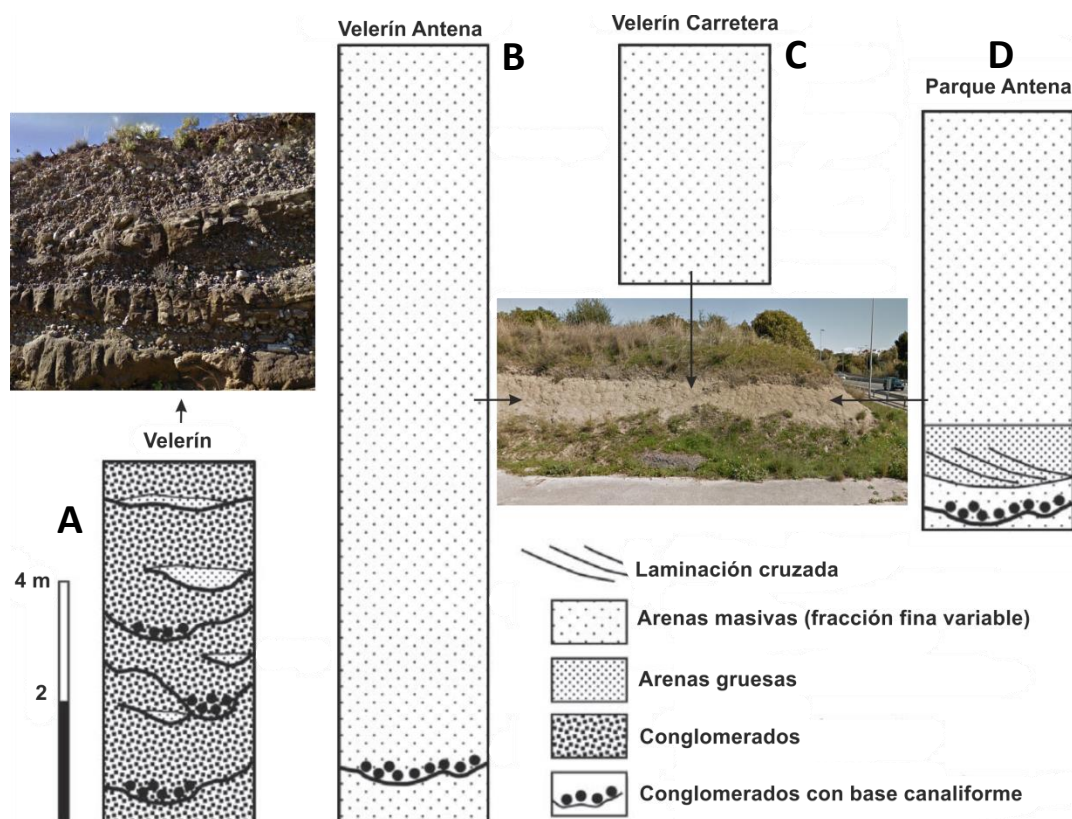


Figura 2.30. Columnas estratigráficas de los yacimientos pliocenos de Velerín, Velerín Antena, Velerín Carretera y Parque Antena. Véase situación en la figura 2.29. Modificado de Aguirre *et al.* (2005). Nota: la escala es la misma para todas las columnas de la figura

El afloramiento de Velerín Antena (Fig. 2.30.B) se localiza a 500 metros al sur del yacimiento de Velerín y es representativo, al igual que los dos restantes, del tramo superior distal del Plioceno medio, formado por niveles de arenas masivas de espesor métrico y de color gris o amarillo claro (Guerra-Merchán *et al.*, 2002), denominados comúnmente “*bizcorniles*”. La parte inferior del afloramiento podría correlacionarse con el tramo superior de la columna del Velerín, en continuidad estratigráfica (de muro a techo) dentro de la serie estratigráfica pliocena. En el tramo inferior del afloramiento de Velerín Antena se encuentran pequeños niveles de conglomerados sobre superficies canaliformes, con cantos procedentes de rocas

ígneas y metamórficas de entre 5 y 7 cm de diámetro. Dicho tramo se interpreta como la transición entre facies *fan-delta* de tipo continental (Velerín) y litoral (Velerín Antena). Los niveles de conglomerados intercalados en las arenas representarían depósitos tipo *flash-flood*, relacionados con avenidas torrenciales (Aguirre *et al.*, 2005).

El yacimiento denominado Velerín Carretera (Fig. 2.30.C) se localiza aproximadamente a 2 kilómetros de los dos anteriores (Fig. 2.29). Se trata de un depósito de características litológicas muy homogéneas (bizcornil) con una gran diversidad de fósiles. El yacimiento Velerín Carretera está relacionado lateralmente con el de Parque Antena (Fig. 2.30.D). Ambos están constituidos por arenas limosas y limos arenosos con niveles de arenas gruesas en la base del afloramiento. En los 60 cm basales de la columna estratigráfica se encuentran intercalados pequeños niveles de conglomerados con base canaliforme. Hacia techo, los sedimentos pliocenos evolucionan a facies detríticas más finas, que se depositaron en posiciones relativamente más distales de la cuenca pliocena de Estepona (Aguirre *et al.*, 2005).

2.2.3.2 Consideraciones sobre el ambiente sedimentario

Dabrio y López-Garrido (1978) concluyeron que la sedimentación pliocena en la región de Estepona y Marbella tuvo lugar en un ambiente marino poco profundo, cercano a la línea de costas y sometido a la acción de distintos tipos de corrientes, con intensidad variable a lo largo del tiempo. La sedimentación se inició con niveles conglomeráticos basales en los que aparecen fósiles. La energía del medio era elevada y las partículas denotan que han sufrido, en ocasiones, un transporte prolongado. A lo largo de todo el periodo sedimentario la energía del medio sufrió fluctuaciones. Hubo épocas en las que llegaban al mar corrientes de tipo fluvial procedentes del continente, que transportaban las partículas más gruesas así como restos de plantas. Dichas corrientes se alternaban con otras más débiles de tipo laminar, responsables del transporte de las partículas más finas. La acción conjunta de ambos tipos de corrientes explicaría la existencia de distintos niveles de conglomerados, arenas y margas arenosas distribuidos a lo largo de toda la serie estratigráfica pliocena (Fig. 2.31). Estas condiciones generales pudieron verse afectadas por factores de ámbito local, como la mayor o menor proximidad de relieves elevados, la naturaleza de los mismos, la frecuencia de épocas de tormentas, etc.

Durante condiciones de flujos de agua muy débiles, podían llegar a producirse procesos de precipitación de carbonatos y la llegada de aportes detríticos más finos, lo cual daría lugar a la formación de margas y arenas margosas (Dabrio y López-Garrido, 1978). Aun así, dicha sedimentación apenas tuvo importancia, ya que rápidamente era interrumpida por la llegada de nuevos aportes detríticos gruesos ligados a los aportes desde el continente.

La secuencia sedimentaria obtenida a lo largo del río Padrón (Fig. 2.31) muestra una sucesión muy completa de materiales pliocenos (115 metros aproximadamente) depositada de forma discordante sobre el substrato Paleozoico. En la base del corte aflora un conglomerado, cuyo espesor es de 15 m, sobre el que se depositaron arenas y margas grises – amarillentas. Por la situación del corte (Fig. 2.29), dicho conjunto podría corresponder al tramo inferior

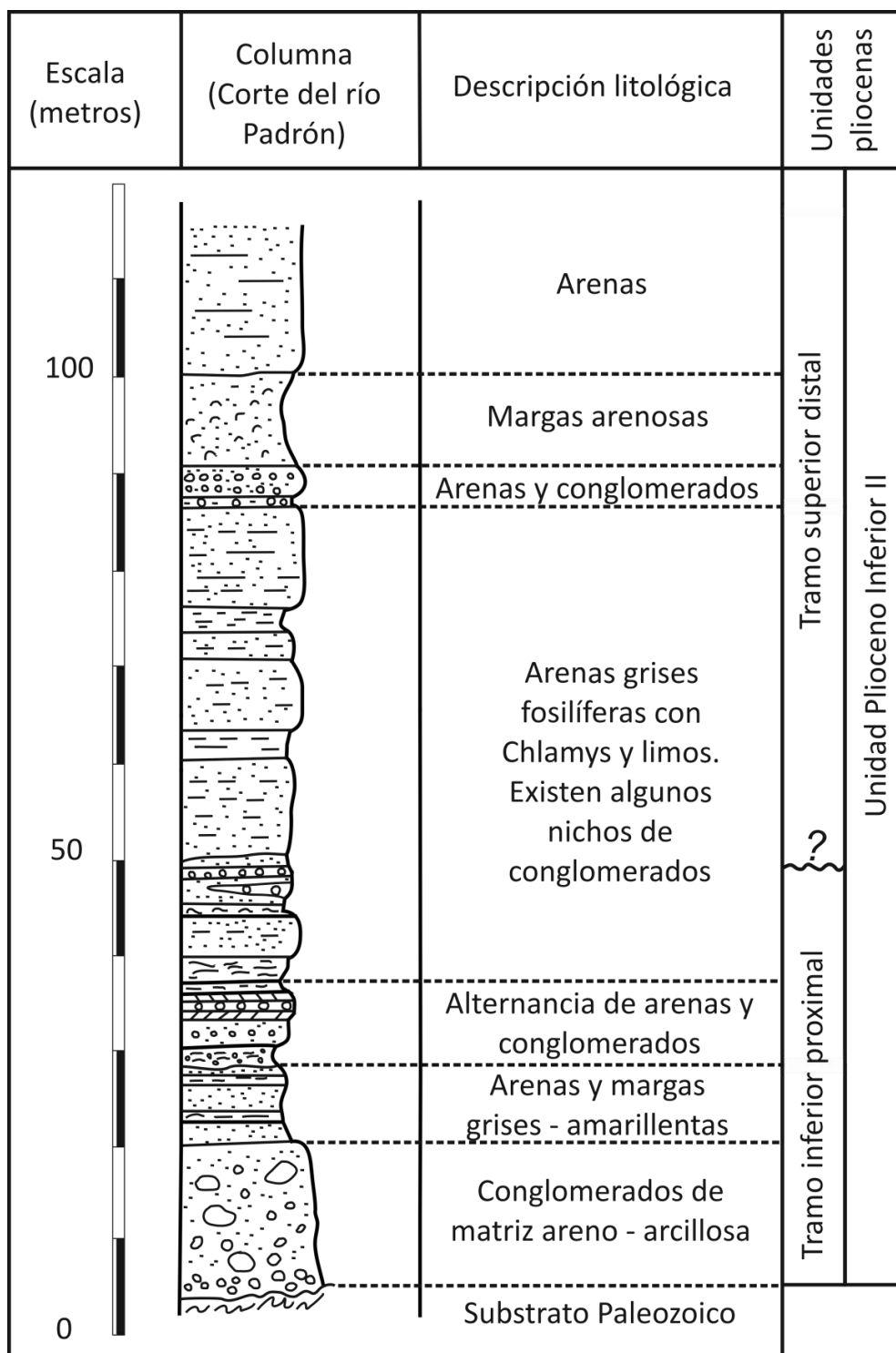


Figura 2.31. Serie estratigráfica realizada a lo largo del contacto entre los materiales cuaternarios del río Padrón y los pliocenos de su margen derecha. Modificado de Dabrio y López-Garrido (1978). Situación aproximada en la figura 2.29

proximal de la unidad estratigráfica del Plioceno Inferior II (PI-2, según Guerra-Merchán *et al.*, 2014). El tramo superior distal aflora ampliamente en el área de estudio (Fig. 2.29) y está constituido principalmente por facies arenoso – limosas de naturaleza masiva e intercalaciones arenosas de grano medio a grueso, a veces con cierto contenido en gravas. Dabrio y López-Garrido (1978) llevaron a cabo un análisis morfooscópico de los cantos del conglomerado basal. El porcentaje de cantos de rocas ígneas, metamórficas y cuarzo-cuarcíticas fue de un 83, 14 y 3%,

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

respectivamente. Dichos cantos proceden de la denudación de los relieves maláguides (esquistos y pizarras) y, fundamentalmente, de los afloramientos de rocas ultrabásicas (peridotitas) pertenecientes al Complejo Alpujárride.

2.3 Actividad socio-económica

Desde la aparición y posterior consolidación del turismo de masas, los espacios costeros mediterráneos han sufrido un proceso excepcional de transformación, tras convertirse en destinos preferentes del turismo mundial (Galacho y Luque, 2000). La desaparición de las actividades tradicionales (agricultura y pesca) ha sido progresiva y continuada. La economía de los municipios de la Costa del Sol se fundamenta principalmente en el sector servicios, particularmente en todas las actividades relacionadas con el turismo de sol y playa. La concentración de la demanda turística en determinadas épocas del año genera graves distorsiones económicas y sociales, como el elevado número de contratos temporales. En este sentido, la diferencia entre el número de turistas que visitaron Andalucía en los meses de mayor y menor afluencia dio lugar al cierre de 522 alojamientos y 110.864 plazas en el año 2013 (CTD, 2015). En el año 2015 se publicó el “Plan de choque contra la estacionalidad turística del litoral andaluz 14-16”, en un intento de dotar de mayor flexibilidad al mercado turístico de Andalucía. Dicha flexibilidad se basa en la implementación de diferentes líneas de actuación relacionadas con una mayor coordinación público – privada, el desarrollo de productos turísticos singulares y la mejora de la formación y cualificación de los empleados del sector, entre otras.

2.3.1 Análisis temporal de los usos del suelo (periodo 1956 - 2011)

Se ha realizado un análisis temporal histórico de los usos del suelo desde 1956 hasta 2011 (Fig. 2.32). Las fuentes de información utilizadas para llevar a cabo dicho análisis han sido el Mapa de Usos y Coberturas Vegetales de Andalucía (años 1956, 1977, 1984, 1999, 2003, 2007) y el Sistema de Información sobre Ocupación del Suelo en España (años 2005, 2009, 2011), a escala 1:25.000 y 1:10.000, respectivamente. El análisis se ha centrado en la superficie ocupada por los afloramientos pliocuaternarios de Marbella – Estepona, cuyo estudio es uno de los objetivos de la presente Tesis Doctoral.

En la figura 2.32 se observa claramente un cambio en los usos del suelo a partir del año 1984, cuando las superficies urbanizadas empezaron a representar más de la mitad del área total. Esto se debió al crecimiento de la actividad económica ligada al turismo, que derivó en un intenso proceso de urbanización y en una profunda modificación de los usos del suelo existentes. En dicho proceso se pueden distinguir tres comportamientos, el primero corresponde a los periodos en los que tiene lugar un mayor crecimiento de los usos urbanos (etapas A: 1956 – 1977 y C: 1984 - 1999), el segundo se refiere a dos periodos en los cuales las superficies urbanizadas crecen a un ritmo inferior con respecto a los años anteriores (etapas B: 1977-1984 y

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

D: 1999 – 2005) y el tercero se caracteriza por una aparente estabilización del porcentaje de usos urbanos (etapa E: 2005 – 2011).

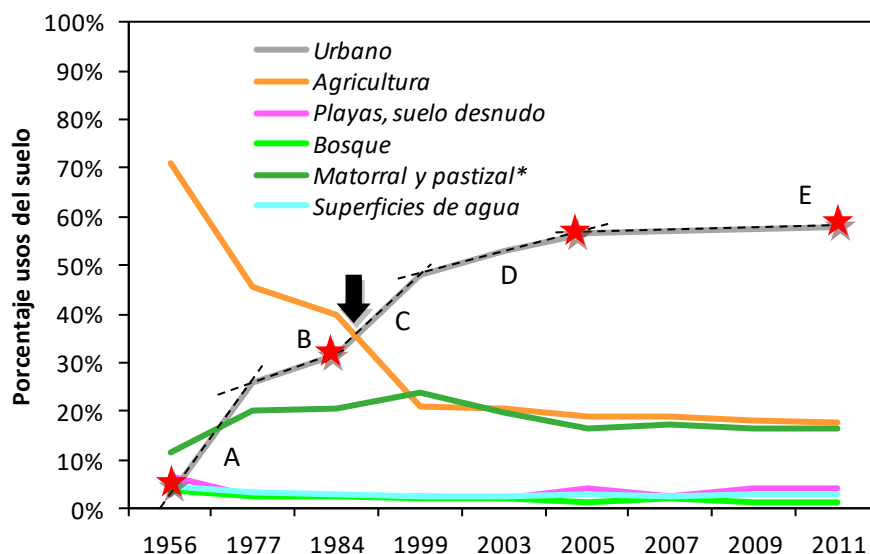


Figura 2.32. Evolución histórica de los usos del suelo en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona durante el periodo 1956 – 2011. Notas: * = incluye la superficie ocupada por campos de golf, ★ = años en los que se ha realizado un análisis espacial de los usos del suelo (Fig. 2.33)

Las limitaciones propias de un espacio turístico con una elevada densidad de población y reducida capacidad del territorio para albergar más usos urbanos, así como los efectos derivados de la crisis económica (menor inversión en el sector de la construcción), hacen prever que el porcentaje de usos urbanos en la actualidad no sea muy diferente del 60%.

El porcentaje de superficie ocupada por matorral y pastizal sufrió un aumento continuado hasta el año 1999, al incluir el área ocupada por los campos de golf. En el año 2011, dicha superficie representaba el 16,5% del área total de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona, muy similar al porcentaje de usos agrícolas (17,8%). El resto de usos del suelo (playas – suelo desnudo, bosque y superficies de agua) tienen menor importancia en la caracterización del territorio (Fig. 2.32).

Por lo que respecta a la distribución espacial, se ha realizado un análisis comparativo de los principales usos del suelo en los años 1956, 1984, 2005 y 2011 (Fig. 2.33). En el año 1956, la práctica totalidad del área de estudio (97%) estaba ocupada por usos del suelo no – urbanos, con un predominio absoluto de las superficies dedicadas a la agricultura. Dicho predominio continuó hasta el año 1984, pero con menor importancia. Los porcentajes de usos del suelo agrícolas pasaron del 71,2 al 39,8% y los urbanos del 2,9 al 31,5%. Dicho aumento en la superficie urbana tuvo lugar mayoritariamente sobre los afloramientos pliocuaternarios del municipio de Marbella (Fig. 2.33).

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

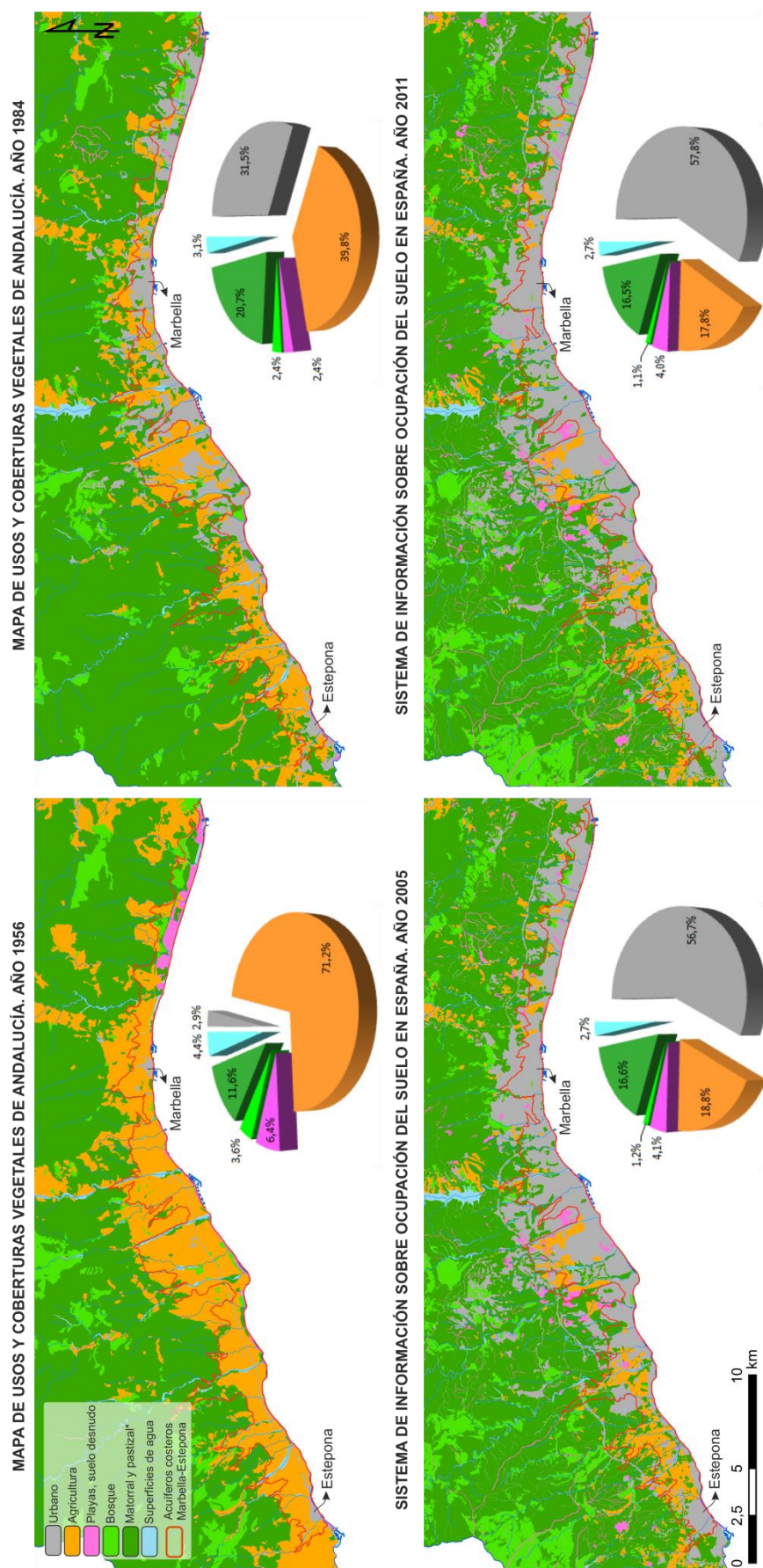


Figura 2.33. Evolución temporal de los usos del suelo en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona (periodo 1956 – 2011)

El impacto de la progresiva urbanización que empezó en la década de los años sesenta del siglo pasado en la Costa del Sol Occidental no fue tan negativo en los afloramientos permeables de los acuíferos detríticos costeros situados en el municipio de Estepona. En la actualidad, los usos urbanos en el municipio de Estepona se concentran en una franja que varía entre 100 y 500 m hacia el continente y el resto del territorio se encuentra ocupado mayoritariamente por usos agrícolas y extensiones reducidas de matorral. En relación con los usos del suelo más recientes, no existen grandes diferencias en su distribución entre los años 2005 y 2011 (Fig. 2.33). En ambos casos, los usos del suelo de tipo urbano representan en torno al 57 – 58% del área total. Los resultados que se han derivado del análisis de la evolución de los usos del suelo en el sector de Marbella y Estepona son aplicables al resto de municipios de la Costa del Sol Occidental.

2.3.2 Turismo

El sector turístico de la provincia de Málaga cerró el año 2015 con un total de 18,8 millones de pernoctaciones, casi 700.000 noches más que en el año anterior, o lo que es lo mismo, un crecimiento en términos relativos del 3,9% (CTD, 2015). Esto se debe al aumento de la afluencia de turistas extranjeros (7,8%) que ha logrado compensar el descenso registrado por la demanda turística nacional (3,9%). En el año 2015, la provincia de Málaga captó el 39,1% de las pernoctaciones en Andalucía, lo que supuso un descenso de un punto en esta cuota y de dos en el caso del turismo nacional.

El porcentaje de plazas ocupadas en la provincia de Málaga volvió a ser el más elevado de todas las provincias andaluzas en el año 2015 y se situó en el 61,3%, con un crecimiento de 2,3% respecto al año 2014 (CTD, 2015). Dicho grado de ocupación superó ampliamente la media andaluza (52,1%), debido principalmente al aumento de la demanda (3,9%) y del ajuste a la baja de las plazas ofertadas (-0,4%).

2.3.2.1 El turismo en regiones mediterráneas

La actividad turística se concentra principalmente en los meses de verano, cuando la disponibilidad de recursos hídricos es menor. En algunas zonas del Mediterráneo la población puede llegar a duplicarse o triplicarse en dicho periodo, como en el caso de la Costa del Sol Occidental. Este aumento en el número de habitantes no sólo lleva aparejado un pico en la demanda de agua para abastecimiento sino que también es responsable del fomento de usos del agua (llenado de piscinas, parques acuáticos, riego de jardines privados, etc.) poco sostenibles. Dicha situación de estrés hídrico conlleva que en muchas zonas turísticas, en su mayoría costeras, existan verdaderos problemas de cantidad y calidad en los suministros de agua (Ruiz-Rosa *et al.*, 2014).

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El turismo es uno de los sectores económicos más importantes en los países mediterráneos, especialmente en aquellas regiones donde el desarrollo industrial y agrícola es escaso. En 1970, el turismo internacional generó en estos países 5,6 billones de dólares de beneficios. Dicha cantidad se multiplicó por 40 en el año 2011, con un total de 224 billones (GWP/Plan Blue, 2012).

La actividad turística se concentra principalmente en la franja litoral (urbanizada en un 40%), con demandas de agua más elevadas durante la temporada de verano. Se trata de un proceso altamente variable en el espacio y en el tiempo. Dicha concentración del turismo amplifica la presión sobre los recursos naturales (Deyà Tortella y Tirado, 2011). La alta fluctuación estacional en el número de visitantes junto con una tendencia general al aumento de la población en zonas urbanas, intensifica el grado de explotación de los recursos hídricos convencionales (superficiales y subterráneos) en los periodos de mayor estrés hídrico.

El agua es un recurso natural estratégico para las actividades turísticas (Rico-Amorós *et al.*, 2009), con la circunstancia añadida de que su disponibilidad no se encuentra garantizada. En España, los destinos turísticos más solicitados son los que presentan mayores problemas de escasez de agua. Deyà Tortella y Tirado (2011) aseguran que la viabilidad y sostenibilidad de un destino turístico depende, en última instancia, del nivel de garantía en el suministro de agua. Cuando los recursos convencionales (aguas superficiales y subterráneas) se encuentran en una situación crítica, el aprovechamiento de recursos no convencionales (regeneradas y desalinizadas) se presenta como una solución ineludible (Grenon y Batisse, 1989).

La existencia de situaciones de escasez de recursos hídricos y su publicidad hacia los países origen de los turistas puede provocar un descenso en la afluencia de los mismos (Essex *et al.*, 2004). Un ejemplo fue la isla de Mallorca, portada del principal periódico alemán (Bild) por sus problemas en el abastecimiento de agua (*Daily Telegraph 13 April 2001*). Dicha campaña informativa dio lugar a una reducción del número de turistas durante el verano de 2001.

El consumo de agua per cápita de los turistas puede llegar a duplicar o triplicar el consumo medio local en los países desarrollados (Draper, 1997) y ser 15 veces superior en los países en desarrollo (Gössling, 2001). En el caso de España, por ejemplo, el consumo de agua ligado al turismo se estima en 440 l/día, más del doble que la media local, debido al hecho de que los turistas suelen consumir más agua cuando están de vacaciones (UNEP, 2009). Un análisis bibliográfico sobre consumos de agua en el sector turístico (Ecologic, 2007), puso de manifiesto importantes diferencias en función del tipo de alojamiento (hoteles de distintas categorías, apartamentos turísticos, campings, *resorts*, etc.) y de las actividades realizadas durante la estancia (piscinas, SPA, golf, etc.). Los establecimientos hoteleros consumen de media más agua (394 l/noche) que los campings (174 l/noche) y normalmente dicho consumo es proporcional a la categoría del hotel. Hamele y Eckardt (2006) analizaron el consumo de 394 establecimientos hoteleros en Europa y revelaron que los hoteles de 5 estrellas son los que más agua consumen (594 l/noche), en comparación con la media del resto de hoteles. La existencia de servicios vinculados al uso del agua también juega un papel importante, con aumentos en el consumo de 60 y 35 l/noche si el establecimiento cuenta con piscina y café-bar. A partir de esta información

se puede deducir el consumo medio total de un hotel promedio, que debe rondar los 489 l/noche.

Estos resultados son similares a los obtenidos en el Plan Bleu (2004), que estimaba un consumo medio de agua en hoteles de lujo en el Mediterráneo entre 500 y 800 l/día*turista. El informe “International Hotels Environment Initiative” del año 1996 indica un consumo medio entre 666 y 977 l/noche. En la misma línea se sitúan las estimaciones de Chan *et al.* (2009) realizadas en un conjunto de hoteles en la ciudad de Hong Kong.

Gössling (2001) puso de manifiesto el escaso número de estudios centrados en el análisis de la cantidad de agua que consume el sector turístico. Este hecho, unido al elevado nivel de desarrollo que presenta dicho sector en los países mediterráneos, y en particular en la Costa del Sol, enfatiza la necesidad de desarrollar modelos que sean capaces de explicar y pronosticar el consumo de agua por parte de la industria turística.

2.3.2.2 El ciclo de vida de un destino turístico

Butler (1980) publicó el modelo del Ciclo de Vida del Destino Turístico (CDAT), que explica la evolución de un área turística a través de las siguientes fases: exploración, participación, desarrollo, consolidación y estancamiento, seguidas de un rejuvenecimiento, estabilización o declive (Fig. 2.34). El modelo supone una relación proporcional entre el número de turistas y los niveles de capacidad de carga del territorio (*critical range of elements of capacity*).

La etapa de exploración (*Exploration*) se caracteriza por la afluencia de un número reducido de turistas atraídos por la presencia de valores naturales y culturales diferenciales en relación con el resto de destinos. Durante dicha etapa no se han desarrollado las infraestructuras necesarias (viarias, hoteleras, etc.) para dar servicio a los turistas, lo cual implica un mayor contacto con los residentes locales (Butler, 1980). La Costa del Sol pasó por esta etapa al inicio de la segunda mitad del siglo XIX (Pérez, 2012).

A medida que aumenta el número de turistas y su llegada tiende a consolidarse en el tiempo, las estructuras locales (sociales, institucionales) entran en la fase de participación (*Involvement*) y empiezan a proporcionar servicios dirigidos exclusivamente a los visitantes. Este periodo tuvo lugar en España después de la Guerra Civil y antes del “boom turístico” de los años sesenta (Pérez, 2012).

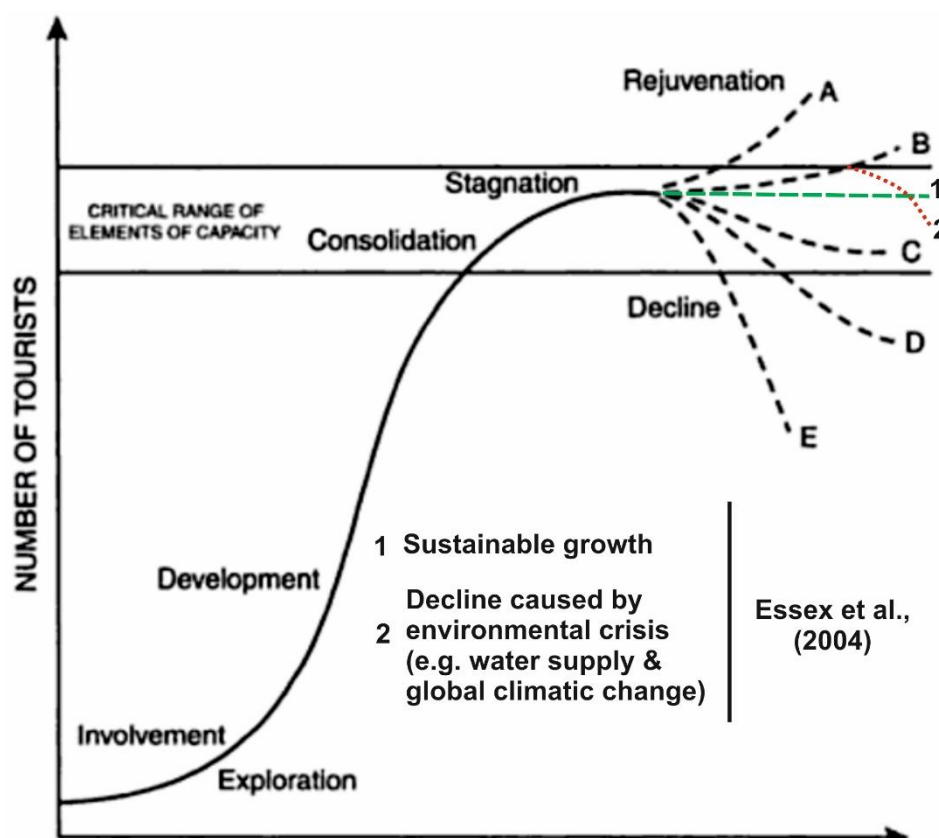


Figura 2.34. Evolución hipotética de un destino turístico. Modificado de Butler (1980)

La etapa de desarrollo (*Development*) refleja el establecimiento de un mercado turístico muy bien definido, caracterizado por campañas de publicidad diseñadas y adaptadas a las preferencias de los visitantes (Butler, 1980). Conforme dicha etapa avanza en el tiempo, el nivel de participación local decrece rápidamente y los servicios turísticos son proporcionados por agencias y empresas especializadas. Los valores naturales y culturales del territorio desaparecen progresivamente, lo cual genera el rechazo y la indignación de parte de la población local (no beneficiada directamente del turismo). Dicha situación se observa en algunas zonas de México, en las islas más desarrolladas del Pacífico, y en las costas del Norte y Oeste de África. El número de turistas en los meses de mayor afluencia iguala o supera al de la población residente local. Durante la fase de desarrollo, en el año 1976, se constituyó el Patronato Provincial de Turismo Málaga – Costa del Sol (Pérez, 2012). Dicho Patronato registró en 2014 algunos de los hitos más importantes desde su creación, con un total de 10.194.000 visitantes y un impacto económico global 10.820 millones de euros.

En el periodo de consolidación (*Consolidation*) la tasa de aumento del número de turistas empieza de disminuir, aunque la cantidad total de visitantes sigue incrementándose y supera a la población residente local. Parte de dicha población manifiesta un descontento aparente al no beneficiarse de la actividad turística. El sector servicios representa la mayor parte del producto interior bruto de la región. Los esfuerzos dedicados a la captación de un mayor número de visitantes se incrementan con el objetivo de extender la temporada turística (combatir la estacionalidad) y la cuota de mercado (Butler, 1980). Esta tendencia se puede observar en áreas del Caribe y en la costa norte del Mediterráneo. Durante la fase de

consolidación, el Patronato Provincial de Turismo Málaga – Costal del Sol desarrolló, en 1993, la campaña “¡Al turismo una sonrisa!” para potenciar la aceptación por parte de la población local.

En la fase de estancamiento (*Stagnation*) se alcanza el número máximo de turistas. La capacidad de acogida del territorio se supera y aparecen problemas medioambientales, sociales y/o económicos. Durante dicha etapa se detecta un exceso de oferta hotelera y se dedican esfuerzos dirigidos a mantener el nivel de ocupación (Butler, 1980). Los escasos valores naturales y culturales que pudieran existir desaparecen a favor de servicios turísticos artificiales. La imagen de *resort* distorsiona el contexto geográfico en el que se ubica el destino turístico (Wolfe, 1952). La construcción de nuevos establecimientos se centra en la periferia del área turística original, como en el caso de la Costa Brava en Cataluña, Mallorca y varios alojamientos rurales en Ontario (Canadá). Una vez iniciado el periodo de estancamiento (Fig. 2.34), la evolución de cada uno de los escenarios (B, C, y D) ofrece múltiples interpretaciones y está relacionada con la capacidad del destino turístico de adaptarse a las nuevas demandas del sector y compaginar la rentabilidad económica con la protección de los recursos naturales de los que depende.

La fase de declive (*Decline*) es característica de áreas turísticas que no pueden competir con nuevos destinos y experimentan una disminución significativa del número de visitantes. Los hoteles se convierten en apartamentos o residencias de la tercera edad. Essex *et al.*, (2004) definen un proceso de declive motivado por factores ambientales (déficits en el suministro de agua y cambio climático) cuando no se alcanza un equilibrio entre la disponibilidad de recursos hídricos y los servicios turísticos.

Por otro lado, un proceso de rejuvenecimiento (*Rejuvenation*) puede tener lugar, pero no se recuperará el atractivo inicial del destino turístico. Existen dos maneras de alcanzar dicho ‘rejuvenecimiento’. La primera está relacionada con la incorporación de servicios de juegos de azar y apuestas (ciudades casino), como la que se pretendió construir en el año 2013 en la Comunidad Autónoma de Madrid (proyecto ‘EuroVegas’), que hubiera contado con 12 hoteles (3.000 habitaciones), 6 casinos y 3 campos de golf, entre otros servicios. La segunda alternativa es la puesta en valor de recursos naturales no aprovechados hasta el momento, como podría ser el turismo de salud (tratamientos de belleza y SPA potenciados por los beneficios del clima y gastronomía mediterráneas) en algunas regiones de Europa, como es el caso de la Costa del Sol Occidental. Es un hecho incontestable que la apuesta por un rejuvenecimiento del destino turístico lleva implícito un aumento en la demanda agua (Essex *et al.*, 2004).

Una vez analizadas las etapas del ciclo de vida de la Costa del Sol, Pérez (2012) indicó que dicho destino se encuentra en una nueva fase, denominada “pre-estancamiento”, pues a pesar de ser un destino maduro, capaz de satisfacer los gustos del público viajero (consolidación), denota ciertos síntomas de estancamiento, como la sustitución de valores culturales y naturales propios del territorio por servicios importados (campos de golf), localizados en la periferia de los principales núcleos de actividad turística (cascos urbanos costeros) sobre antiguos terrenos agrícolas. Aun así, la presencia de campos golf en la Costa del Sol ha paliado los efectos derivados de la estacionalidad del turismo de sol y playa, con un aumento en el número de turistas en temporada baja.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Con el objetivo de mantenerse en la fase de “pre-estancamiento” o incluso de iniciar una etapa de rejuvenecimiento, la Costa del Sol se ha erigido como el mejor modelo para el turismo de salud por su histórica vinculación al sector servicios. Su cercanía a otros países europeos a través del aeropuerto internacional, su oferta hotelera y de restauración y la calidad de los centros sanitarios asentados en la provincia han hecho de la Costa del Sol Occidental un destino ideal para ofrecer estos servicios.

En relación con dicho rejuvenecimiento, en el año 2013, media docena de hoteles y varios hospitales de la Costa del Sol constituyeron la asociación “*Tourism & Health Spain*”, que funciona como un clúster de empresas para potenciar el turismo de salud en Andalucía, y en particular en la Costa del Sol. Está prevista la elaboración de un plan de acción comercial destinado a posicionar a la Costa del Sol como destino líder en Europa para este sector turístico emergente. Esta iniciativa podría incrementar los beneficios relacionados con el turismo en 250 millones de euros anuales al cabo de tres años.

Existe una decidida apuesta en la Costa del Sol para combatir la estacionalidad del turismo de sol y playa mediante el fomento del turismo de golf (apartado 2.3.3). Este fomento está diseñado para atraer turistas de un elevado poder adquisitivo; es un ejemplo de diversificación del mercado que implica un aumento de la demanda de agua para riego (Royle, 1996), ya sea con aguas residuales regeneradas o no.

2.3.3 Campos de golf

2.3.3.1 La importancia del golf en España, Andalucía y la provincia de Málaga

La práctica del golf en España ha experimentado un auge espectacular en las últimas décadas, ligado especialmente a la proliferación del turismo aficionado a este deporte y a la vocación turística de numerosos campos dedicados a ello. A partir de la década de 1990 se produjo un aumento notable en el número de campos de golf, que se mantuvo hasta el año 2009 (Fig. 2.35), fecha a partir de la cual el número de campos de golf se ha mantenido en torno a 450.

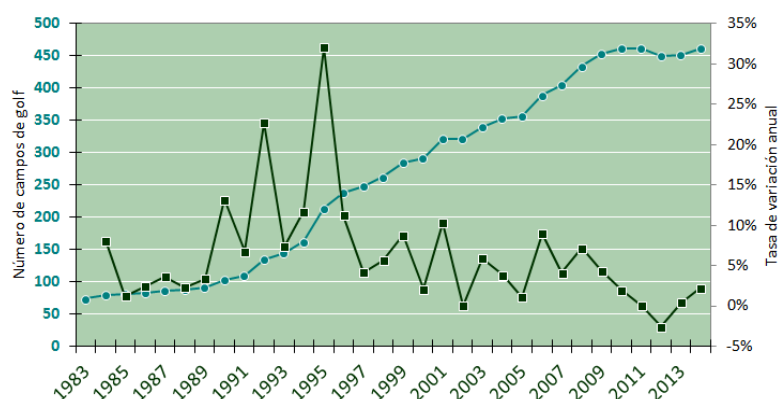


Figura 2.35. Evolución del número de campos de golf en España y su crecimiento interanual. Fuente: Real Federación Española de Golf

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La distribución actual de los campos de golf no es uniforme a lo largo de la geografía nacional, sino que tienden a concentrarse en el litoral mediterráneo, Baleares, Canarias y el entorno de Madrid (Fig. 2.36). En las comunidades autónomas de Cataluña, Valencia, Murcia, Andalucía, Baleares y Canarias se concentra el 63% de todos los campos españoles. Existe una clara concentración de campos de golf en las zonas turísticas, especialmente en Andalucía, que representa el 27% del total nacional de instalaciones de este tipo. En la figura 2.37 se muestran los campos de golf existentes en la Costa del Sol Occidental, con especial énfasis en las instalaciones que se ubican sobre los materiales pliocuaternarios de Marbella – Estepona.

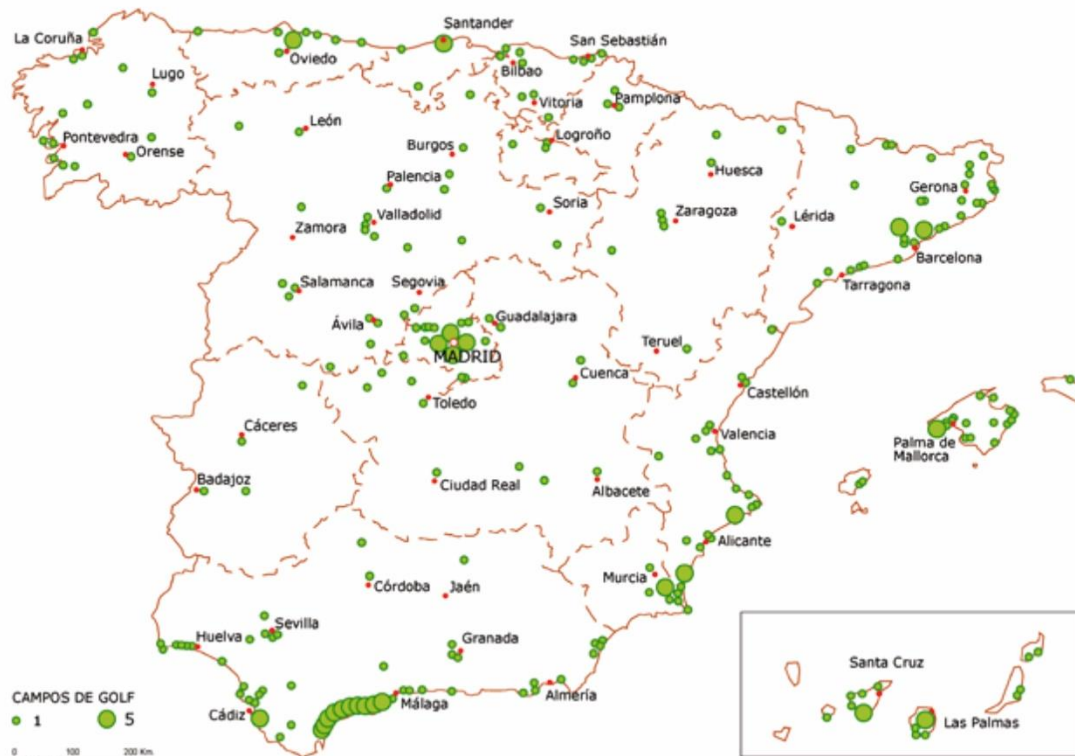


Figura 2.36. Campos de golf en España en el año 2008. Tomado de Babinger (2012)

En la mayoría de los casos la ubicación de los campos no responde a las necesidades de la población local, sino que se debe al fomento del turismo de golf (Tassiopoulos y Haydam, 2008). A este respecto, el 40% de los usuarios de los campos de golf en España son extranjeros, cifra que alcanza el 70% en Andalucía. En la provincia de Málaga, que dispone de 46 campos de golf (el 13% nacional), los usuarios extranjeros representan el 76% (Otero Moreno, 2000). El Patronato de Turismo de la Costa del Sol estimó en 940 millones de euros el impacto económico del turismo de golf en la Comunidad Autónoma andaluza (año 2007). Dicha actividad emplea a 2.400 personas de forma directa, sin contar los contratos eventuales que se firman en temporada alta para reforzar varios servicios (hostelería y mantenimiento).

Rodríguez Díaz *et al.* (2005) ya advertían de la situación problemática en la que se encontraba la provincia de Málaga debido a la concentración de campos de golf, muy por encima de la media nacional. Estas instalaciones representan unidades de demanda de recursos hídricos de cierta magnitud y requieren un uso eficiente del agua, preferentemente con recursos no convencionales (aguas residuales tratadas o desalinizadas),

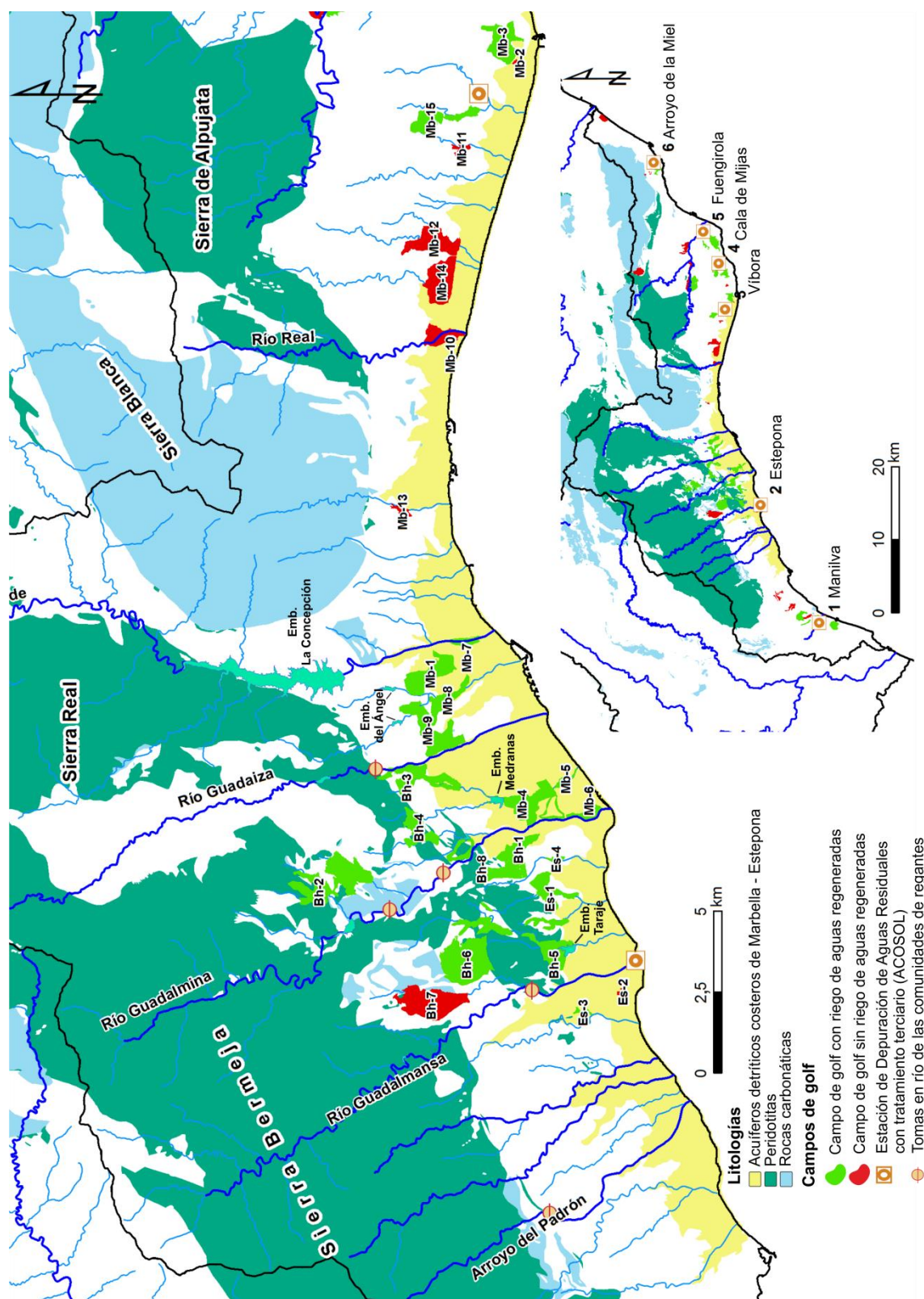


Figura 2.37. Mapa de situación de los campos de golf de la Costa del Sol Occidental. Nota: el riego con aguas regeneradas se refiere al último año con datos (2014)

debido a la escasez hídrica característica de climas mediterráneos. Desde el punto de vista económico, los costes medios del agua para el riego de campos de golf dependen principalmente de las fuentes de suministro utilizadas (Rodríguez – Díaz *et al.*, 2007). En este sentido, los campos de golf que riegan con aguas residuales tratadas y desalinizadas tienen un coste medio mayor, de 0,22 y 0,85 €/m³, respectivamente, muy por encima del coste relacionado con el uso de aguas superficiales y subterráneas, que varía entre 0,03 y 0,24 €/m³ (FENACORE, 2005). La tarifa de precios de las aguas regeneradas suministradas por la empresa encargada del saneamiento integral de la Costa del Sol Occidental (ACOSOL) tiene una estructura binómica, con una parte fija en función del área regable por el campo de golf (0,0027 €/m²) y otra variable basada en el consumo real (0,0698 €/m³).

La Real Federación Española de Golf (2005) estimó en España unos ingresos derivados de la actividad del golf en torno a 2.375 millones de euros. Rodríguez – Díaz *et al.* (2007) calcularon una productividad media del agua de 28 €/m³ en los campos de golf de España a partir de dichos ingresos y un consumo total de agua de 85,1 hm³/año. La cifra de 28 €/m³ incluye ingresos directos (tasas del campo de golf – *course fees*) e indirectos, relacionados con su impacto positivo en el sector turístico de la zona. Sanz – Magallón (2005) concluyó que únicamente la tercera parte de los beneficios totales del golf se debían a la práctica del deporte propiamente dicha. Si se aplica esta ratio a la productividad media del agua (28 €/m³), se obtienen unos beneficios directos por la práctica del golf de 9,3 €/m³. Esta productividad es muy superior a la que caracteriza al sector agrícola, incluso para los cultivos más rentables (como por ejemplo la fresa de Huelva), con valores de 3 €/m³ (Rodríguez – Díaz, 2004) y justificaría el uso de fuentes de agua no convencionales para el riego de campos de golf.

2.3.3.2 La reutilización de aguas residuales en la Mancomunidad de Municipios de la Costa del Sol

El Plan de Saneamiento Integral de la Costa del Sol, cuya ejecución se inició en 1976, tiene como objetivo la depuración y el tratamiento de las aguas residuales. A finales de los años ochenta se realizaron estudios con vistas a la reutilización de dichas aguas para riego agrícola y de campos de golf (Marchena, 1988). Mediante este plan, la Costa del Sol Occidental se dividió en seis sectores (Arroyo de la Miel, Fuengirola, La Cala de Mijas, Marbella-La Víbora, San Pedro-Estepona y Manilva), cada uno con una Estación Depuradora de Aguas Residuales (veáse su situación en la figura 2.37).

Desde el año 1990 hasta la actualidad se vienen utilizando las aguas regeneradas procedentes de las distintas Estaciones de Depuración de Aguas Residuales (EDARs) para riego de campos de golf y jardines públicos. Del total de campos de golf existentes en los municipios de la Mancomunidad, un 70% utilizan aguas regeneradas para el riego de sus instalaciones. El volumen medio aprovechado está en torno a los 5,4 hm³/año frente a los más de 50 hm³/año de aguas residuales que se depuran. Por lo tanto, el potencial de reutilización de aguas regeneradas está todavía por explotar. El número de campos de golf integrados en el sistema de reutilización ha aumentado progresivamente: 21 en el año 2000, 23 en el 2004, 29 en el 2005 y 34 en el 2007. ACOSOL ha recibido 21 peticiones para la integración de nuevos campos en el sistema de

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

reutilización. El objetivo es llegar a 55 instalaciones integradas en el sistema y utilizar 24 hm³/año de aguas regeneradas, cantidad equivalente al consumo anual de 270.000 habitantes.

La EDAR que más ha contribuido al sistema de reutilización, principalmente para el riego en campos de golf, ha sido la de Estepona, con un total suministrado de 37 hm³ desde el año 2000 hasta el 2014 (Fig. 2.38). El volumen anual de agua reutilizado en la Costa del Sol es muy variable y está ligado a condicionantes de tipo meteorológico. Esto se constata, por ejemplo, mediante la comparación del volumen de agua regenerado por la EDAR de Estepona en los años 2009 y 2010, con una reducción del 55% en el segundo, debido al carácter húmedo del año hidrológico 2009/2010.

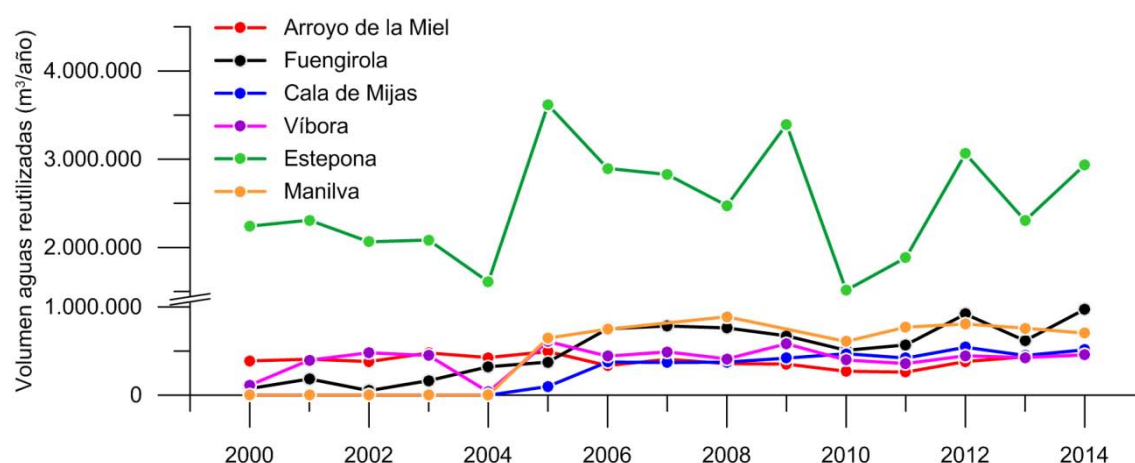


Fig. 2.38. Volumen de aguas reutilizadas en el sistema de la Costa del Sol Occidental. Fuente: ACOSOL

2.3.3.3 Análisis del consumo de agua en los campos de golf

Un estudio llevado a cabo por distintas asociaciones de golf en el estado de California (USA) en el año 2003, reveló que el 61% de los campos de golf tenía una temporada de riego que abarcaba gran parte del año (9 ó 10 meses). El 82% de los campos de golf del sur de California, sometidos a un mayor estrés hídrico y a un clima típicamente mediterráneo, regaban los 12 meses del año.

No es de extrañar, por tanto, que la demanda de agua para riego de campos de golf sea, actualmente, objeto de debate entre los distintos actores implicados en la gestión del agua, sobre todo a raíz de la intensa sequía de los años 1992 a 1995 y del espectacular aumento en el número de campos de golf de las últimas décadas (Fig. 2.35). Todo esto justifica la realización de un estudio detallado de los consumos reales de los campos de golf, dado el impacto que generan en los recursos hídricos superficiales y subterráneos de la región.

Durante el desarrollo de dicho estudio se solicitó información sobre el uso de recursos propios (subterráneos y/o superficiales) a los diferentes campos de golf de la zona de estudio. En este sentido, apenas se contó con la colaboración de dichos campos, lo cual ha llevado, en la mayoría de las ocasiones, a realizar estimaciones a partir de consumos medios teóricos y superficies regables.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Una primera aproximación se recoge en el estudio “*El turismo de Golf en la Costa del Sol: Análisis geográfico*” elaborado por Francisca Escorza Doblas en el año 2001. En él se incluyen los resultados de varias entrevistas realizadas a distintos campos de golf (Tabla 2.4).

Municipio	Campo de Golf	Cod	Procedencia del agua de riego		
			Superficiales fluyentes o reguladas	Subterráneas	Regeneradas (EDAR)
Benalmádena	Golf Torrequibrada	-	-	-	Arroyo de la Miel
	Mijas Golf Internacional	-	-	-	Depuradora de la urbanización
Mijas	Club de Golf La Siesta	-	-	-	Fuengirola
	La Cala Resort	-	Lago propio	-	Fuengirola
	Miraflores Golf	-	-	-	Depuradora de la urbanización
Marbella	Guadalmina Club de Golf	Mb-4,5,6	Embalse de Medranas (Convenio con Ayuntamiento). Canalización desde el río Verde	-	-
	Artola Golf	Mb-2	-	Pozo propio	-
	Golf Río Real	Mb-10	-	Pozo propio	-
	Real Club de Golf Las Brisas	Mb-8	Lago propio	-	Estepona
	Aloha Golf Club	Mb-1	Embalse del Ángel	Pozos propios	Estepona
	Los Naranjos Golf Club	Mb-9	-	-	Estepona
	Marbella Golf & Country Club	Mb-12	-	Pozos propios	-
	Santa María Golf & Country Club	Mb-15	-	Pozo propio	-
	Golf La Dama de Noche	Mb-7	-	-	Estepona
	Estepona Golf	-	Lagos artificiales y captación en el arroyo Vaquero	Pozo propio	-
Estepona	Club de Golf El Coto	Es-2	-	Pozo propio	-
	El Paraíso Club de Golf	Es-1	Embalses de Medranas y Taraje	-	Estepona
Manilva	La Duquesa Golf & Country Club	-	Derivación en el río Manilva	-	-
Benahavis	Los Arqueros Golf & Country Club	Bh-4	C.R. San Pedro de Alcántara (hasta marzo de cada año)	-	Estepona
	La Quinta Golf & Country Club	Bh-3	-	Pozo propio	Estepona
	Monte Mayor Golf Club	Bh-7	Embalse Taraje y lagos propios	-	-
	Club de Campo La Zagaleta	Bh-2	-	-	Estepona
	Atalaya Golf & Country Club	Bh-1	-	Pozos propios	Estepona

Tabla 2.4. Procedencia del agua para el riego de los campos de golf de la Costa del Sol Occidental

De los 23 clubes de golf considerados sólo 9 reconocían la existencia de pozos propios. Catorce campos de golf tenían canalizaciones para regar con aguas regeneradas, aunque los datos de consumo de este tipo de aguas en 1998 evidenciaban la imposibilidad de que todos regasen con ellas (Escorza Doblas, 2001). En la actualidad, el campo de golf “Artola Golf” se encuentra abandonado y “Montemayor Golf Club” cerró en el año 2011.

Las diferencias antes comentadas se han confirmado en el transcurso de la presente Tesis Doctoral, durante la realización de numerosas entrevistas telefónicas y personales a los encargados de mantenimiento de los diferentes campos de golf. En varias ocasiones el personal responsable de las instalaciones aseguraba cubrir el 100% de la demanda de agua del campo de golf con aguas regeneradas, cumpliendo así con lo dictaminado en el artículo 8.2 del Decreto 43/2008, de 12 de febrero, regulador de las condiciones de implantación y funcionamiento de campos de golf en Andalucía, en el que se recoge la obligatoriedad de regar con aguas regeneradas. Esta afirmación contrastaba con la realidad en la mayoría de los casos. Para evaluar la situación en la que se encuentran los campos de golf, en relación con el uso de recursos convencionales (superficiales y/o subterráneos), se solicitaron a ACOSOL los consumos reales de aguas regeneradas en las distintas instalaciones integradas en el sistema de reutilización (periodo 2000 – 2014).

La figura 2.39 ilustra el uso parcial que hacen los campos de golf de las aguas regeneradas, como complemento a los recursos convencionales. En el gráfico se representa el consumo de 6 campos de golf (véase situación en figura 2.37) con un superficie regable similar (40 ha) y, por tanto, con unos requerimientos hídricos, “a priori”, comparables. El campo Mb-3 es el único que posee un área menor (28 ha); aun así, es el que demanda un mayor volumen de aguas regeneradas debido a que no dispone de captaciones de agua superficial o subterránea.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

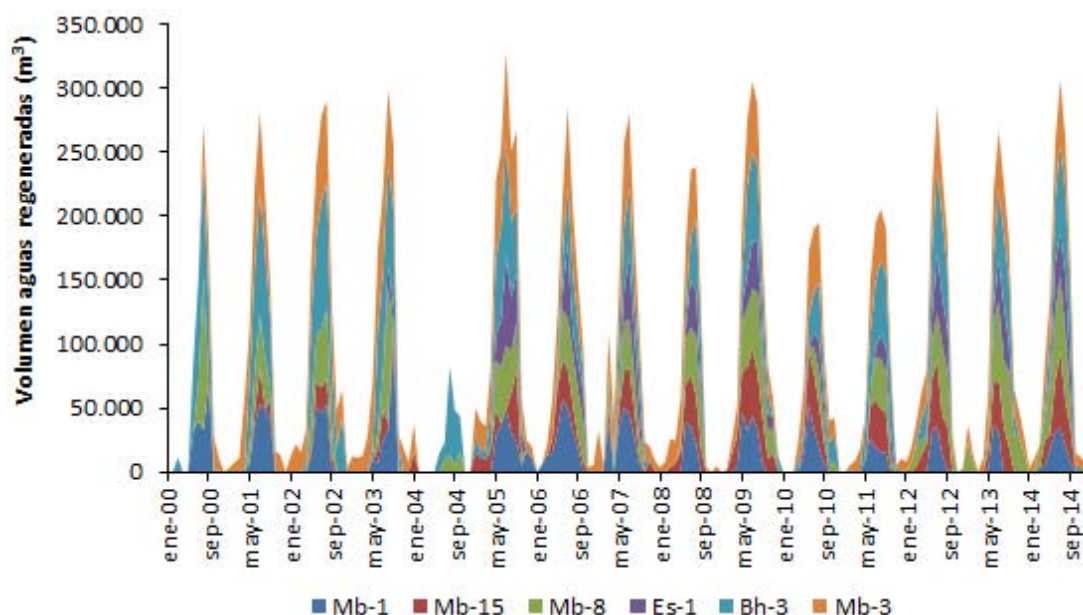


Figura 2.39. Evolución mensual del consumo de aguas regeneradas en varios campos de golf de la Costa del Sol Occidental. Véase la situación en la figura 2.37. Fuente: ACOSOL

Para validar la demanda, se ha analizado el consumo mensual de aguas regeneradas de un campo de 18 hoyos que depende prácticamente al 100% de dichas aguas (Fig. 2.40). El consumo medio anual estimado para un campo de 18 hoyos ha sido de 350.000 m³, a partir de los resultados proporcionados por diferentes estudios de referencia (López Ramírez, 2002; BOJA, 2013). En función del tipo de año hidrológico pueden producirse variaciones notables con respecto al consumo medio teórico de aguas depuradas (Fig. 2.41). Se observa que el consumo real de aguas regeneradas con respecto al teórico es menor en años húmedos (2010) y mayor en años secos (2005), como resultado de la menor disponibilidad de recursos alternativos en dichos años.

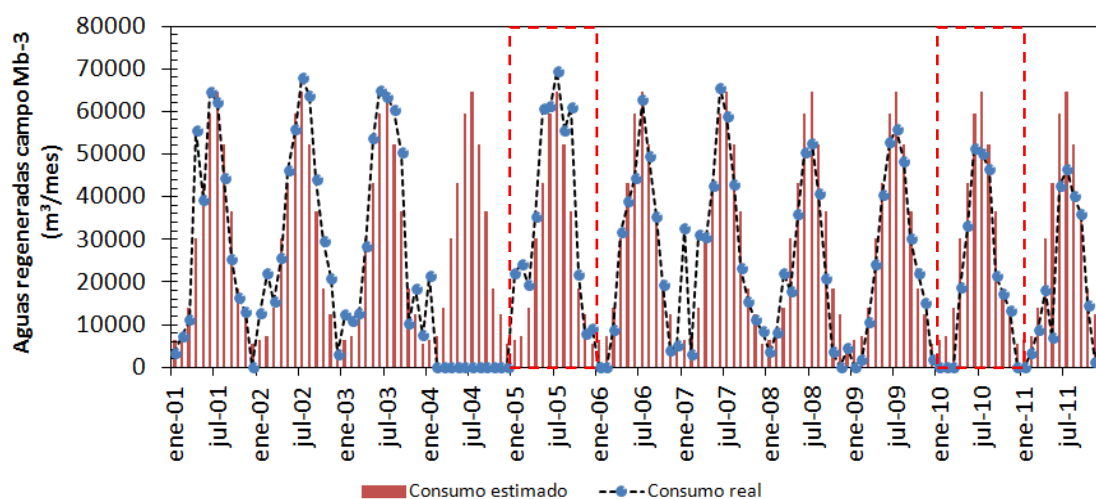


Figura 2.40. Evolución mensual del consumo de aguas regeneradas en un campo de golf de 18 hoyos (Mb-3). Nota: línea discontinua roja = periodos analizados en la figura 2.41

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

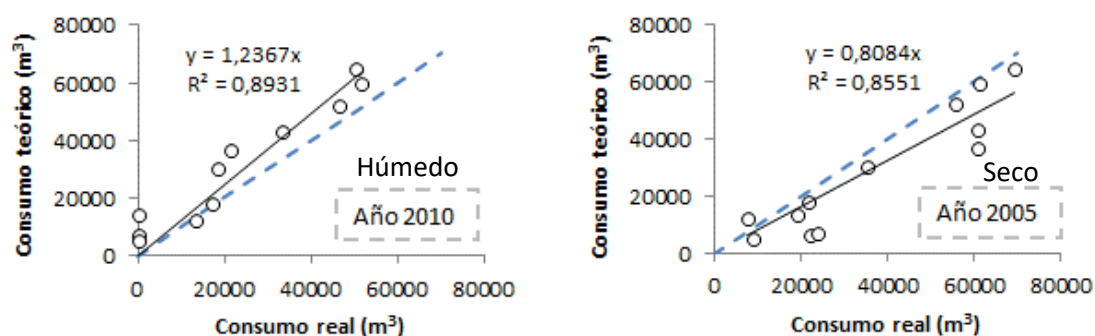


Figura 2.41. Correlación existente entre el consumo mensual teórico y real en el campo de golf Mb-3. Nota: línea discontinua = relación 1:1

El consumo medio de un campo de golf de 18 hoyos en zonas cálidas, como la Costa del Sol, las Islas Baleares o el Archipiélago Canario supera los 240.000 m³/año, dado que la evapotranspiración, sobre todo durante el verano, alcanza valores de 400 l/m²*año (Cámara de Comercio de Mallorca, Ibiza y Formentera, 2000). El consumo medio de un campo de golf estándar de 18 hoyos (40 – 45 ha) puede situarse entre 1.500 y 2.000 m³/día en los meses de máxima irrigación (Durán *et al.*, 2001), si bien el agua consumida en cada campo de golf depende también de su ubicación geográfica, del tipo de césped utilizado y del grado de eficiencia de los sistemas de riego empleados. A este respecto, en la última década se ha extendido el uso de dispositivos dedicados a la optimización del uso del agua, tales como ordenadores de riego, estaciones meteorológicas y sondas de humedad, de forma que se pueden alcanzar eficiencias del 90% en todo el sistema de riego (Sanz-Magallón, 2005).

Vera y Torres (1999) señalaron que el consumo medio anual para un campo de golf de 18 hoyos varía entre 300.000 y 500.000 m³. Con estos datos estimaron un consumo medio de 9.000 – 12.000 m³/ha*año. No obstante, Morell (2002) consideró que dicho consumo es menor y lo cifró en 7.500 – 8.000 m³/ha*año. Estas estimaciones son coherentes con las obtenidas por Rodríguez – Díaz *et al.* (2007) a partir de la realización de encuestas a un total de 30 campos de golf. Dichas encuestas proporcionaron un consumo medio anual de 280.440 m³, equivalente a una demanda de agua de 8.200 m³/ha*año en campos de golf de 18 hoyos. A modo de resumen, se presentan los consumos medios anuales y diarios estimados para un campo de golf de unas 40 ha (18 hoyos) sometido a distintos tipos de climas (Tabla 2.5). Una población de 8.000 – 10.000 habitantes generaría un volumen de aguas residuales suficiente para regar un campo de golf de 18 hoyos.

Clima \ Volúmenes	Anual (m ³)		Máx.diario (m ³)		Caudal (l/s)	
	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
Atlántico	150 000	250 000	1 500	1 800	17	24
Mediterráneo continental	250 000	350 000	2 000	3 000	23	35
Mediterráneo litoral	350 000	400 000	2 000	2 500	23	30
Mediterráneo árido	350 000	500 000	2 000	2 500	23	35

Tabla 2.5. Consumo medio de agua de un campo de golf de 18 hoyos sometido a diferentes tipos de climas. Fuente: Departamento de estudio de Global Golf Company (<http://www.globalgolf.es/faqs.php?idFaq=7>)

Según las cifras de consumo de agua descritas en el presente apartado, un campo de golf de 18 hoyos necesitará en torno a 350.000 m³ de agua de riego al año (variable según las zonas climáticas), con un consumo punta de alrededor de 2.000 m³ diarios en el mes de julio (máxima demanda). Para garantizar el riego del campo durante 30 días sin suministro (estiaje, mantenimiento, avería, etc.) haría falta disponer de una capacidad de almacenamiento mínima en los lagos del campo de golf de unos 60.000 m³. Este almacenamiento en lagos juega un papel importante en los campos de golf de la Costa del Sol Occidental, donde se utilizan como elementos de regulación y mezcla de aguas de distinta procedencia.

A partir del análisis de consumos reales de agua en un campo de 27 hoyos se ha obtenido un consumo anual de 523.030 m³ desde junio de 2004 a junio de 2005 (INIMA-CHS, 2005), equivalente a una dotación de 19.371 m³/hoyo, cifras coherentes con las que se manejan en los planes hidrológicos de cuenca para campos con el mismo número de hoyos (530.000 m³).

Una vez validados los consumos teóricos para campos de 18 y 27 hoyos, se ha estimado el volumen de recursos convencionales (superficiales y/o subterráneos) utilizado en el resto de instalaciones por diferencia entre el consumo teórico y el consumo de aguas regeneradas proporcionado por ACOSOL.

En la figura 2.42 se representa la evolución del consumo medio mensual de recursos alternativos (superficiales y/o subterráneos) por parte de tres campos de golf. Las diferencias entre los volúmenes medios reutilizados por los campos Bh-3 y Mb-1 (Fig. 2.37) se deben al distinto origen de los recursos alternativos. Dichos campos cuentan con recursos superficiales procedentes del río Guadaiza y sondeos propios, respectivamente. La menor garantía de suministro que ofrecen las aguas superficiales en periodos de estiaje provoca que el campo Bh-3 se vea obligado a comprar una mayor cantidad de agua residual tratada a ACOSOL a partir del mes de abril. El campo Mb-1 consigue cubrir, por término medio, toda su demanda desde octubre hasta abril con recursos alternativos (principalmente subterráneos).

La satisfacción del 100% de la demanda con recursos alternativos (aguas superficiales del río Guadalmina) también se observa en el campo de golf Bh-4 (Fig. 2.37), en este caso desde octubre hasta prácticamente el mes de marzo, cuando la comunidad de regantes de San Pedro de Alcántara, propietaria de las acequias que distribuyen el agua captada en los ríos Guadalmina y Guadaiza, interrumpe el suministro. El campo de golf Bh-4 no dispone de recursos subterráneos para complementar el riego en los meses verano, debido a que localiza sobre materiales de baja permeabilidad (peridotitas) y alejado de los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona. El mayor uso de recursos alternativos por parte del campo de golf Bh-3 en comparación con la instalación Bh-4 podría deberse a la existencia de captaciones de agua subterránea o a una mayor continuidad en el suministro de aguas superficiales por la comunidad de regantes. En el año 2014 se visitaron un par de captaciones de agua subterránea en el campo de golf Bh-3, en las cuales se intentó medir el nivel piezométrico con una sonda de 50 metros pero los resultados fueron negativos. Se desconoce realmente si existen otros sondeos en funcionamiento que aporten recursos al sistema de riego. Sin embargo, el uso de recursos alternativos se mantiene durante los meses de julio, agosto y septiembre, cuando los caudales circulantes en los ríos son prácticamente nulos.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

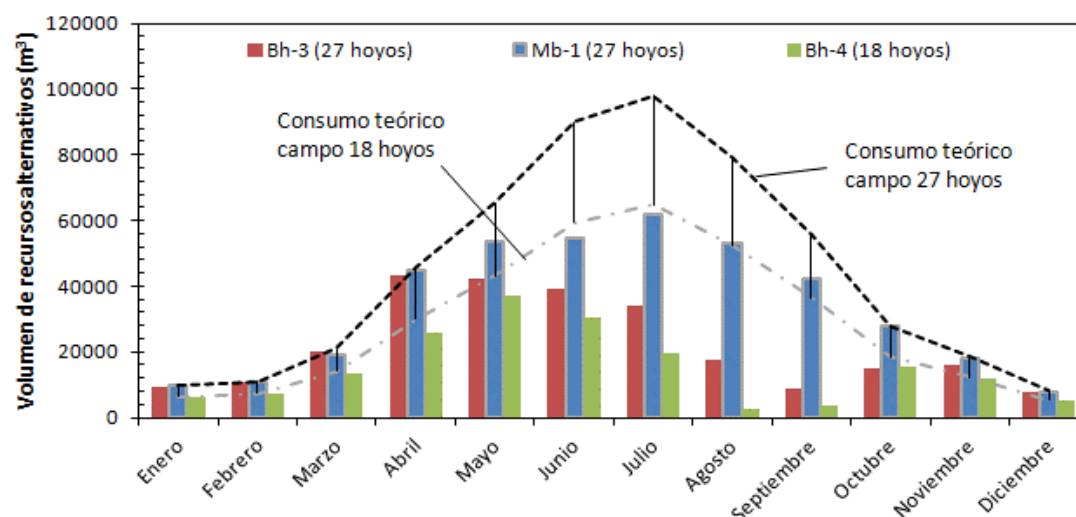


Figura 2.42. Volúmenes mensuales de recursos alternativos (aguas subterráneas y/o superficiales) para el riego de los campos de golf Bh-3, Mb-1 y Bh-4

Con toda la información recopilada mediante el análisis de los consumos reales aportados por ACOSOL, la información de carácter cualitativo (procedencia del recurso) obtenida de las conversaciones con los responsables de los campos de golf y de las principales comunidades de regantes, y con las observaciones anotadas en campo, se ha actualizado la tabla proporcionada por Escorza Doblas (2001), con especial énfasis en los campos de golf cuya demanda de agua impacta, directa o indirectamente, en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona (Tabla 2.6).

El número de hoyos es un factor que influye directamente en la superficie regada. Por término medio, la superficie media regada por hoyo es 1,8 ha (Rodríguez Díaz *et al.*, 2005). En la zona de estudio, el 61% de los campos tiene 18 hoyos, el 28,5% 9 hoyos y el resto corresponde a campos de mayores dimensiones (27, 36 y 45 hoyos). Los campos de golf que utilizan un mayor volumen de recursos propios para cubrir las necesidades de riego son Mb-4-5-6 y Bh-5, con 0,65 y 0,51 hm³/año, respectivamente. Desde la C.R. de San Pedro de Alcántara se asegura que el campo Mb-4-5-6 recibe agua del sistema de acequias de la comunidad, mientras que Bh-5 hace uso de sondeos privados. Si se asume que el porcentaje de demanda satisfecho con agua de lluvia en ambientes mediterráneos es escaso, los 0,51 hm³/año corresponderían, en gran medida, a la extracción de aguas subterráneas.

Los campos de golf en los que el uso de recursos subterráneos cubre más del 50% de la demanda de riego son: Mb-10, Mb-1, Mb-12, Mb-15, Mb-7, Mb-11, Mb-14, Es-2, Es-3 y Bh-5, con un consumo total estimado de 2,75 hm³/año. De todos ellos, Golf Río Real, Marbella Golf & Country Club, Greenlife Golf Club y Santa Clara Golf Marbella no cuentan con conexiones a la red de aguas regeneradas de ACOSOL. En el año 2009, ACOSOL y ACUAMED (Aguas de las Cuencas Mediterráneas) firmaron un convenio donde se incluían dichas obras de conexión, que no se han ejecutado hasta la fecha.

Los campos de golf que cuentan con recursos de procedencia mixta (superficial y subterránea) son: Mb-4-5-6, Bh-1, Bh-3 y Bh-2. Dichos campos de golf tienen las instalaciones de mayor extensión y, por tanto, con mayores requerimientos hídricos.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Municipio	Campo de Golf	Cod	Número de hoyos	Consumo teórico	Consumo estimado de recursos propios	Origen del recurso		
						Superficiales	Subterráneas	Regeneradas
Marbella	Guadalupe Club de Golf	Mb-4,5,6	18+18+9	0,88	0,65	X ₁	X	X
	Golf Río Real	Mb-10	18	0,35	0,35	-	X	-
	Real Club de Golf Las Brisas	Mb-8	18	0,35	0,20	X ₂	-	X
	Aloha Golf Club	Mb-1	18+9	0,53	0,39	-	X	X
	Los Naranjos Golf Club	Mb-9	18	0,35	0,18	-	-	X
	Marbella Golf & Country Club	Mb-12	18	0,35	0,35	-	X	-
	Santa María Golf & Country Club	Mb-15	18	0,35	0,23	-	X	X
	Golf La Dama de Noche	Mb-7	9	0,18	0,09	-	X	X
	Greenliffe Golf Club	Mb-11	9	0,18	0,18	-	X	-
	Monte Paraíso Golf	Mb-13	9	0,18	0,00	-	-	X
	Cabopino Golf	Mb-3	18	0,35	0,00	-	-	X
	Magna Marbella	Mb-16	9	0,18	0,11	-	-	X
	Santa Clara Golf Marbella	Mb-14	18	0,35	0,35	-	X	-
	Club de Golf El Coto	Es-2	9	0,18	0,18	-	X	-
Estepona	La Resina	Es-3	9	0,18	0,13	-	X	X
	Campanario Golf & Country House	Es-4	9	0,18	0,12	-	-	X
	El Paraíso Club de Golf	Es-1	18	0,35	0,23	X ₁	-	X
	Marbella Club Golf Resort	Bh-6	18	0,35	0,13	X ₁	-	X
Benahavis	Club de Campo La Zagaleta (La Zagaleta, Los Barrancos)	Bh-2	18+18	0,70	0,37	X ₂	X	X
	Villa Padierna Golf Club (Flamingos, Alferini y Tramos)	Bh-5	18+18+18	1,05	0,51	-	X	X
	Los Arqueros Golf & Country Club	Bh-4	18	0,35	0,18	X ₁	-	X
	Atalaya Golf & Country Club	Bh-1	18+18	0,70	0,49	X ₁	X	X
	La Quinta Golf & Country Club	Bh-3	27	0,53	0,27	X ₁	X	X

Tabla 2.6. Procedencia del agua para el riego de los campos de golf de la Costa del Sol Occidental ubicados sobre la M.A.S. Marbella-Estepona (060.040). Nota: SD = sin dato, X₁ = acequias Comunidades de Regantes, X₂ = derivaciones privadas en arroyos. Los consumos teóricos coinciden con los propuestos por BOJA (2013). La situación de los campos de golf puede verse en la figura 2.37

La conclusión general, una vez tratada y analizada la información, es que la mayoría de los campos de golf no cubren su demanda sólo con aguas regeneradas, ya que disponen de recursos superficiales (derechos concesionales cedidos por las comunidades de regantes (C.R.) y/o subterráneos (sondeos privados). Los campos de golf que presentan un mayor consumo de aguas regeneradas son los que se encuentran sobre materiales de baja permeabilidad y/o alejados de cualquier río o arroyo que pueda ser regulado. Esta información es de vital importancia con objeto de tener en cuenta, en los balances hídricos de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona, el volumen de agua bombeado para riego de campos de golf.

2.3.3.4 Marco legal de la reutilización e implicaciones en la calidad de las aguas

La reutilización planificada del agua puede tener múltiples beneficios (Mujeriego, 2004), entre los que cabe destacar:

- Una fuente de suministro de agua, capaz de aportar recursos hídricos adicionales, que permite liberar recursos de mejor calidad y destinarlos a usos más exigentes (abastecimiento humano).
- Una reducción del aporte de contaminantes a los cauces superficiales y al mar.
- Un aprovechamiento de los elementos nutritivos contenidos en el agua, especialmente interesante cuando el agua regenerada se utiliza para riego agrícola y de campos de golf.
- Una mayor garantía de suministro al disponer de caudal suficiente durante todo el año.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Según el Decreto 43/2008, de 12 de febrero, que regula las condiciones de implantación y funcionamiento de campos de golf en Andalucía, todos los campos están obligados a regar con aguas regeneradas, siempre y cuando dispongan de caudal suficiente desde las EDARs. En los campos de golf que no están conectados al sistema de reutilización, el organismo de cuenca podrá conceder o autorizar el uso de otros recursos hídricos según lo dispuesto en el Plan Hidrológico de cuenca.

En el ámbito nacional, la reutilización de las aguas regeneradas se encuentra regulada por el Real Decreto 1620/2007, en el que se establecen los parámetros de calidad a tener en cuenta para cada uso en particular. En concreto, para el riego de campos de golf se fijan los siguientes valores máximos admisibles (Tabla 2.7).

Usos Recreativos	
4.1 Riego de campos de golf	<ul style="list-style-type: none">· Nematodos intestinales - 1 huevo/10 L· <i>Escherichia coli</i> - 200 UFC /100 mL· Sólidos en suspensión - 20 mg/L· Turbidez - 10 UNT· <i>Legionella</i> spp. 1.000 UFC/L (si existe riesgo de aerosolización)

Tabla 2.7. Criterios de calidad que deben cumplir las aguas regeneradas destinadas a riego de campos de golf. Fuente: Real Decreto 1620/2007

En el marco del RD 1620/2007, se establece que el propietario de un campo de golf que pretenda reutilizar las aguas procedentes de una EDAR, debe construir una Estación Regeneradora de Aguas (ERA) en sus instalaciones. El propietario debe solicitar una concesión de reutilización conforme al procedimiento previsto en el artículo 10 del RD. En el caso de la Costa del Sol, los campos de golf no disponen de una ERA, ya que la empresa encargada de la depuración y distribución de las aguas residuales (ACOSOL) es la responsable de que el agua cumpla con los criterios de calidad establecidos mediante su tratamiento adicional (regeneración).

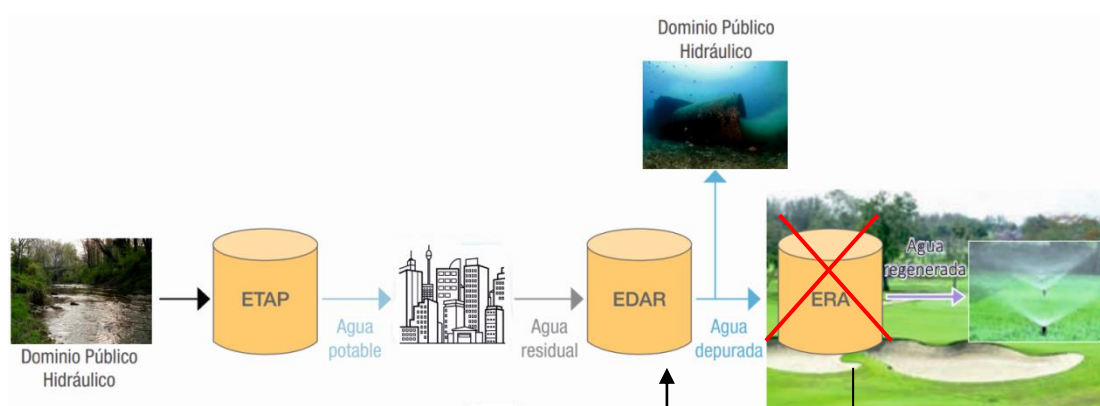


Figura 2.43. Diagrama conceptual de las fases que tienen lugar durante el proceso de reutilización de aguas en los campos de golf de la Costa del Sol Occidental

El RD 1620/2007 también regula la distancia de seguridad que debe cumplirse cuando existen captaciones de agua subterránea para consumo humano en las inmediaciones de jardines privados, zonas verdes urbanas, estanques no sellados, campos de golf, etc. En el caso de los campos de golf, esta distancia se ha fijado en 90 metros desde el punto de aplicación del

agua regenerada. Con frecuencia, las captaciones suelen situarse sobre el mismo césped del campo de golf, por lo que el cumplimiento de esta norma se antoja incierto.

La importancia del cumplimiento y control de los estándares de calidad radica en que parte de los campos de golf de la Costa del Sol Occidental se sitúan sobre los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona, objeto de estudio en la presente Tesis Doctoral. Por tanto, se desconoce qué impacto podría estar teniendo el riego con aguas residuales depuradas en la calidad de las aguas subterráneas. Los campos de golf que riegan con aguas regeneradas y que se sitúan, parcial o totalmente, sobre la superficie de afloramiento de dichos acuíferos son, de Oeste a Este: Es-3, Es-2, Bh-5, Bh-1, Mb-4-5-6, Bh-3, Mb-8, Mb-1 y Mb-7.

La evaluación de los impactos en el agua subterránea derivados del riego con aguas regeneradas requiere establecer redes de control piezométrico y de calidad del agua, diseñadas y gestionadas por la Administración Hidráulica competente. El diseño de las redes debe contemplar las características y requerimientos particulares de cada caso. Sería necesario determinar la dirección y sentido del flujo del agua subterránea (tanto en régimen natural como influenciado), así como la situación de los diferentes usuarios del acuífero, la calidad del agua y el tipo de uso, el régimen de explotación y los ecosistemas hidrodependientes que existan.

La red de control puede estar integrada por captaciones ya existentes (pozos, galerías o manantiales) y/o por piezómetros contruidos específicamente. Si existen captaciones cercanas cuyas aguas se destinan a abastecimiento, los puntos de control deberán equiparse con sensores de nivel piezométrico y de calidad (parámetros físico-químicos y microbiológicos), además de un sistema de registro de datos. Se deben definir y desarrollar programas de mantenimiento de los sensores (verificación y calibración), así como de los piezómetros.

En todos los casos, se deben realizar registros periódicos de datos relativos a la calidad del agua subterránea, niveles piezométricos y volúmenes de agua extraídos. El análisis de esta información permitirá evaluar las posibles afecciones a los acuíferos y tomar las medidas necesarias.

2.3.4 La actividad agrícola en el sector occidental de la Costa del Sol

La actividad agrícola en la Costa del Sol Occidental es prácticamente testimonial, porque predominan los usos del suelo urbanos relacionados con el elevado desarrollo del sector turístico, en particular del turismo de sol y playa. Aun así, todavía existen en la actualidad algunas comunidades de regantes (C.R.) en las vegas de los principales ríos de la zona de estudio. La superficie ocupada por las C.R. de San Pedro de Alcántara y Guadalmanza – Cancelada constituyó, desde finales del siglo XIX hasta mediados del XX, la colonia agrícola de San Pedro de Alcántara, uno de los máximos exponentes de la época en relación con la introducción de nuevas técnicas agrícolas (Gómez - Zotano, 2006).

A continuación se presenta un breve resumen de las C.R. que se ubican total o parcialmente sobre los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona (Fig. 2.44). Las C.R.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

de Cala – Padrón, Guadalmanza – Cancelada y San Pedro de Alcántara utilizan únicamente aguas superficiales para cubrir sus demandas (ICRA, 2008). Dichas C.R. tienen una superficie regable de 100, 103 y 278 ha, respectivamente, en las que predomina, al igual en el resto de comunidades de regantes, el cultivo de cítricos y frutales subtropicales. Las comunidades de regantes constituidas por regantes particulares, como las de Estepona y Benahavís, sí cubren parte de sus necesidades netas de riego con aguas subterráneas, procedentes de los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona. Las necesidades netas de riego en las distintas C.R. varían entre 3.262 y 3.911 m³/ha (Tabla 2.8), debido al cultivo generalizado de cítricos y frutales subtropicales en un contexto climático de características similares. Sin embargo, el consumo medio por hectárea sí presenta valores diferentes entre las distintas comunidades de regantes, ya que tiene cuenta la eficiencia en la aplicación del riego (por goteo, aspersor, acequias, etc.) y las pérdidas en las conducciones de distribución del agua. El consumo medio total de las C.R. localizadas en los municipios de Marbella, Estepona y Benahavís es de 6,4 hm³/año (ICRA, 2008), el 75% correspondiente a las comunidades de regantes de San Pedro de Alcántara y Estepona – Regantes particulares.

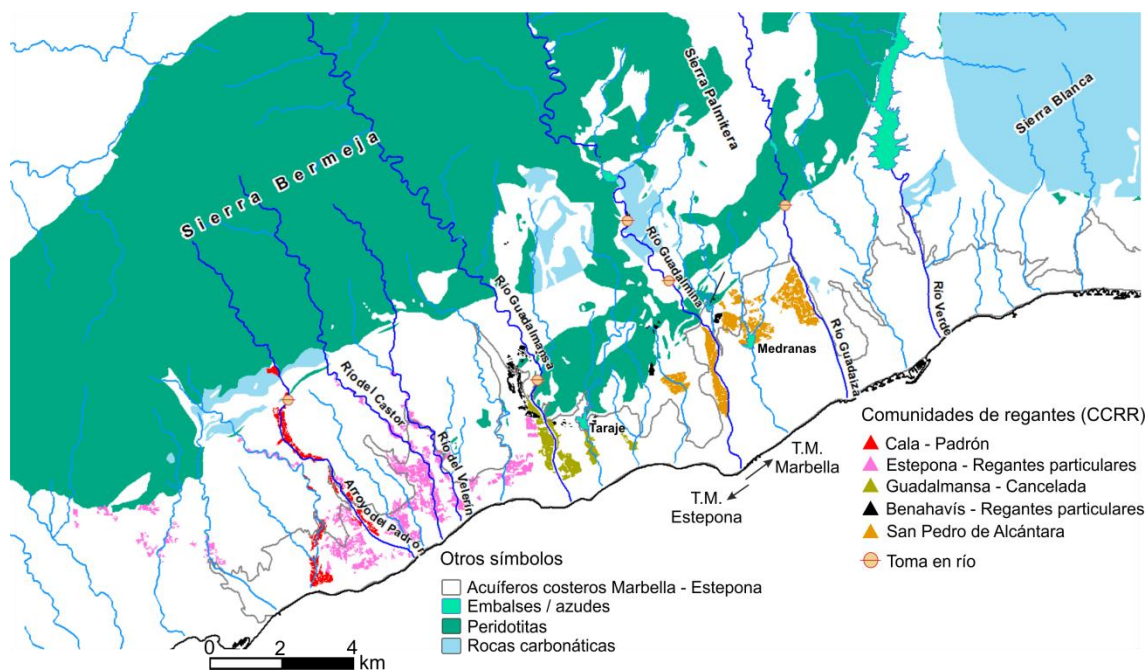


Figura 2.44. Mapa de situación de las principales comunidades de regantes en los municipios de Estepona, Benahavís y Marbella

Con el objetivo de analizar la evolución del mercado agrícola en el sector de Estepona, se solicitó información a la Cooperativa Agrícola de Estepona. La cantidad total productos agrícolas comercializada por la cooperativa fue de 1.400 y 857 toneladas en los años 2005 y 2012, con un valor máximo de 1.786 toneladas en 2008. Los productos con mayor salida en el mercado fueron limones, nísperos y aguacates, de los que se vendieron un total de 483, 255 y 226 toneladas.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Comunidad de Regantes - Usuarios	Superficie regada (ha)	Consumo total (hm ³ /a)	Consumo medio (m ³ /ha)	Necesidades netas de riego (m ³ /ha)	Origen del agua
Benahavís - Regantes particulares	53	-	7000	3894	Subterránea
C.R. Cala-Padrón	100	1	7565	3911	Superficial
C.R. Guadalmanza-Cancelada	103	-	4726	3491	Superficial
C.R. San Pedro de Alcántara	278	2	6000	3262	Superficial
Estepona - Regantes Particulares	387	3	8000	3581	Subterránea y superficial

Tabla 2.8. Principales características de las comunidades de regantes ubicadas sobre los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona (ICRA, 2008)

3. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

3.1 Análisis morfométrico de cuencas hidrográficas

La morfometría consiste en el estudio cuantitativo de las características físicas de una cuenca hidrográfica (Clarke 1996; Agarwal 1998; Obi Reddy *et al.* 2002). La forma de las cuencas hidrográficas es el resultado de la sucesión en el tiempo de procesos geológicos y geomorfológicos (Horton 1945; Strahler 1952, 1964; Muller 1968). El análisis morfométrico es una herramienta para la comprensión y evaluación de los procesos que han condicionado el modelado del relieve y las características de la erosión (Kumar *et al.*, 2014).

La forma y la dinámica de las redes fluviales son el resultado de las características ambientales del conjunto del territorio (Morisawa, 1985) y constituyen sistemas de transferencia de energía y materia en sus respectivas cuencas. La intensidad de la escorrentía superficial puede estimarse mediante el estudio de las características geomorfológicas asociadas a parámetros morfométricos (Ozdemir y Bird, 2009). Diversos procesos hidrológicos pueden correlacionarse con las características fisiográficas de una cuenca hidrográfica, tales como el área, el perímetro, la forma, la pendiente, la densidad de drenaje, etc. (Rastogi y Sharma 1976; Magesh *et al.* 2012).

El estudio de las características morfométricas de una cuenca fue iniciado por Robert Elmer Horton con dos artículos de referencia internacional (Horton, 1932, 1945). Strahler (1952) modificó y mejoró el sistema para el análisis de la red de drenaje propuesto inicialmente por Horton (1945) clasificando los órdenes de los cauces en función de su jerarquía.

Horton (1932) propuso las siguientes variables para el estudio morfométrico de cuencas: índice Horton, índice de compacidad, altitud media, pendiente media, densidad de drenaje, número de cauces, pendiente de los cauces y dirección y longitud de la escorrentía superficial. Strahler (1964) distinguió los aspectos lineales de los sistemas del cauce, los aspectos superficiales de la cuenca de drenaje y los aspectos de relieve, tanto de la cuenca como de los canales. Chorley (1957) utilizó la misma clasificación que Strahler pero dividió los aspectos lineales en topológicos y geométricos. Gregory y Walling (1973) clasificaron los atributos topográficos de la cuenca de drenaje en cuatro grupos: superficiales, de longitud, de forma y de relieve, aplicados a la cuenca hidrográfica, la red de drenaje, los canales y la sección transversal del cauce.

Estudios morfométricos de redes de drenaje han sido realizados en distintas áreas de España, por ejemplo: en cuencas de la vertiente cantábrica (Antigüedad y Cruz-SanJulián, 1980; Cruz-SanJulián y Sáenz, 1980; Cruz-SanJulián y Tamés, 1983) y en cuencas de la vertiente sur mediterránea (Carrasco, 1986; López Bermúdez *et al.*, 1988; Senciales, 1999; López Martínez y Durán, 1995).

3.1.1 Índices morfométricos utilizados

La información necesaria para el cálculo de los distintos índices morfométricos se ha extraído del modelo digital de elevaciones con paso de malla de 5 metros, proporcionado por el Instituto Geográfico Nacional. El *software* empleado ha sido ArcGIS 9.3.

- Área de la cuenca (km²)
- Perímetro de la cuenca (km)
- Longitud del cauce principal (km)
- Ancho de la cuenca (km): área de la cuenca dividida por la longitud del cauce principal
- Longitud axial (km): distancia en línea recta entre el punto de desagüe de la cuenca y el más alejado topográficamente
- Altitud máxima (m s.n.m.)
- Altitud mínima (m s.n.m.)
- Rango altitudinal (m s.n.m.): altitud máxima - altitud mínima
- Altitud media (m s.n.m.)
- Pendiente media de la cuenca (%)

En la presente investigación se han agrupado las características morfométricas de las cuencas hidrográficas en dos conjuntos: variables de relieve (VR) y de forma (VF). En la tabla 3.1 se muestran los índices calculados en las distintas cuencas.

Parámetro	Fórmula	Fuente
Coeficiente de masividad (VR)	$Altitud\ media / Área$	Martonne (1940)
Número de rugosidad (VR)	$Rango\ altitudinal * Densidad\ de\ drenaje$	Strahler (1958)
Relieve relativo (VR)	$Rango\ altitudinal / Perímetro$	Schumm (1963)
Índice de Compacidad (VF)	$0,28 * Perímetro / Área^{0,5}$	Gravelius (1914)
Índice de Horton (VF)	$Área / Longitud\ axial^2$	Horton (1945)
Coeficiente de Miller (VF)	$4\pi * Área / Perímetro^2$	Miller (1953)
Factor de forma (<i>Shape factor</i>) (VF)	$Longitud\ cauce\ principal^2 / Área$	Narayan et al. (2012)
Razón de elongación (VF)	$1,128 * Área^{0,5} / Longitud\ cauce\ principal$	Schumm (1956)

Tabla 3.1. Índices morfométricos calculados en las distintas cuencas hidrográficas. Nota: VR = variable de relieve, VF = variable de forma

- Variables de relieve

Las variables de relieve son las de mayor importancia (Romero y López, 1987), ya que están relacionadas con el tipo de drenaje, la velocidad de flujo y el tipo de escorrentía superficial, el potencial erosivo, las formas del modelado, las características de la infiltración, etc., aspectos de gran importancia en el comportamiento hidrológico de una cuenca hidrográfica. La obtención de mayores valores en los tres índices propuestos (coeficiente de masividad, número de rugosidad y relieve relativo) es indicativa de cuencas con mayor capacidad de generación de escorrentía superficial.

La función hipsométrica permite describir la relación entre el área de una cuenca y su rango de altitudes. Se obtiene a partir de la correspondiente curva hipsométrica dividiendo los datos de altitud y área por sus respectivos valores máximos. El gráfico adimensional resultante es muy útil para comparar diferentes cuencas entre sí. La forma de la función hipsométrica se ha correlacionado con el grado de denudación de las cuencas hidrográficas (Fig. 3.1).

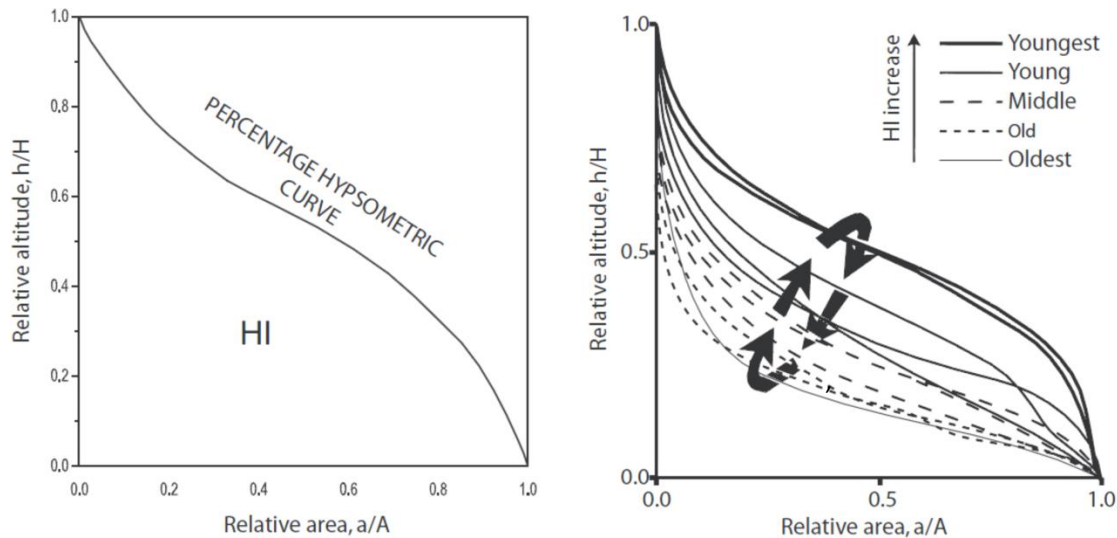


Figura 3.1. Funciones hipsométricas para cada tipo de cuenca hidrográfica (Etapa inicial: Young, Etapa intermedia: Middle, Etapa final: Old). Nota: HI = integral de la curva hipsométrica. Tomado de Pérez-Peña (2009)

Una morfología convexa hacia arriba indica que la mayor parte de la cuenca está caracterizada por cotas altas. En este caso, procesos tales como deslizamientos de ladera, desprendimientos, erosión por impacto de gotas de lluvia, etc., juegan un papel determinante. Una curva cóncava hacia arriba indica que una fracción importante de la cuenca está comprendida en cotas más bajas, lo que denota el predominio de procesos fluvio-erosivos en la configuración de la cuenca.

- Variables de forma

La forma de la cuenca se caracteriza por su tamaño, perímetro, longitud y anchura. A partir de dichas variables se han calculado varios índices característicos.

El *índice de compacidad* (I_c) o índice de Gravelius (Gravelius, 1914; Horton, 1932; Jardí, 1985) relaciona el área con el perímetro de la cuenca hidrográfica de tal modo que si ésta fuera un círculo perfecto el índice de Gravelius sería igual a 1. A medida que I_c aumenta, mayor es la irregularidad de la cuenca y su desviación de la forma circular (Gravelius, 1914). Con posterioridad Horton (1945) definió un factor de forma (F_o), equivalente a la superficie de la cuenca dividida por la longitud axial al cuadrado. Miller (1953) definió la *razón de circularidad* (R_c) como la relación entre el área de la cuenca y el área del círculo de igual circunferencia. Valores bajos, medios y altos del coeficiente de Miller son indicativos de las etapas iniciales (Young), intermedias (Middle) y finales (Old) de la cuenca hidrográfica (Magesh *et al.* 2012). Este parámetro está influenciado por las características litológicas de la cuenca (Pérez-Peña, 2009).

Schumm (1956) describió la *razón de elongación* (Re), que es el cociente entre el diámetro de un círculo con la misma área que la de la cuenca y la longitud máxima de la misma. La razón de elongación se correlaciona negativamente con el caudal de crecida para eventos máximos de precipitación. Se ha calculado otro factor de forma (*Shape factor*) que es igual al cuadrado de la longitud del cauce principal dividido por la superficie de la cuenca (Narayan *et al.*, 2012).

La morfología de la cuenca hidrográfica influye en la forma del hidrograma, especialmente en el caso de cuencas de reducidas dimensiones. En líneas generales, las cuencas más ensanchadas poseen mayor susceptibilidad a generar crecidas, ya que el tiempo de recorrido del agua a través de la cuenca es mucho más corto que en cuencas alargadas (Fig. 3.2). Si la cuenca es larga y estrecha, el agua tardará más tiempo en viajar desde el punto más alejado hasta la salida y la forma del hidrograma mostrará un pico de caudal atenuado. Para las cuencas hidrográficas más circulares, el hidrograma esperable tendrá una punta de crecida mayor y de menor duración.

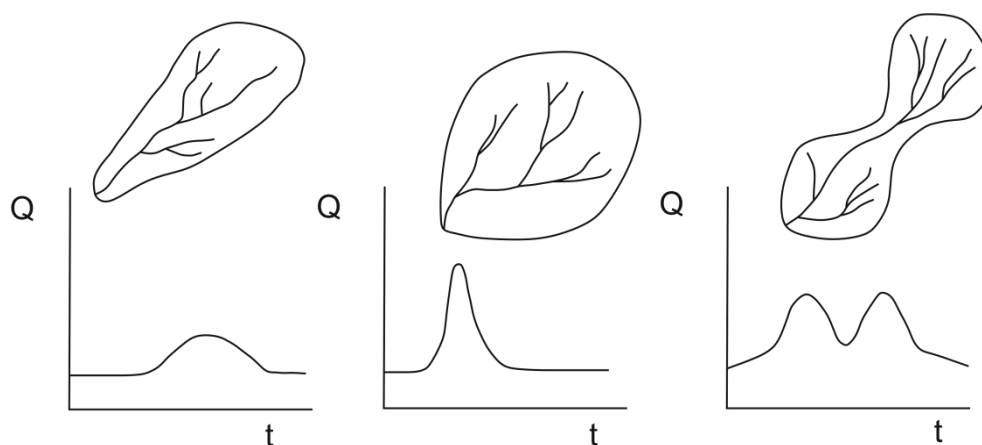


Figura 3.2. Relación entre la forma de algunas cuencas y el pico de caudal para eventos máximos de precipitación. Modificado de Bell (1999)

- Red hidrográfica

En relación con las características de la red de drenaje, se han calculado dos parámetros, densidad de drenaje y sinuosidad. La densidad de drenaje es uno de los parámetros más interesante dentro de los estudios morfométricos y es el resultado de dividir la longitud total de los cauces entre el área de la cuenca. Olsen *et al.* (1997) observaron una relación directa entre la densidad de drenaje y las tasas de erosión.

En cuencas bien drenadas la escorrentía superficial está favorecida frente a la infiltración debido a su mayor potencial de desagüe. Por el contrario, una densidad de drenaje baja es propia de una cuenca caracterizada por una respuesta hidrológica muy lenta o porque existe infiltración (Linsley *et al.*, 1949). La sinuosidad es la relación entre la longitud del cauce principal y la longitud del cauce principal medida en línea recta. Un valor inferior a 1,25 es indicativo de cauces de baja sinuosidad.

3. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

El perfil altimétrico de una cuenca hidrográfica se puede correlacionar con la forma del hidrograma, como se observa en la figura 3.3.

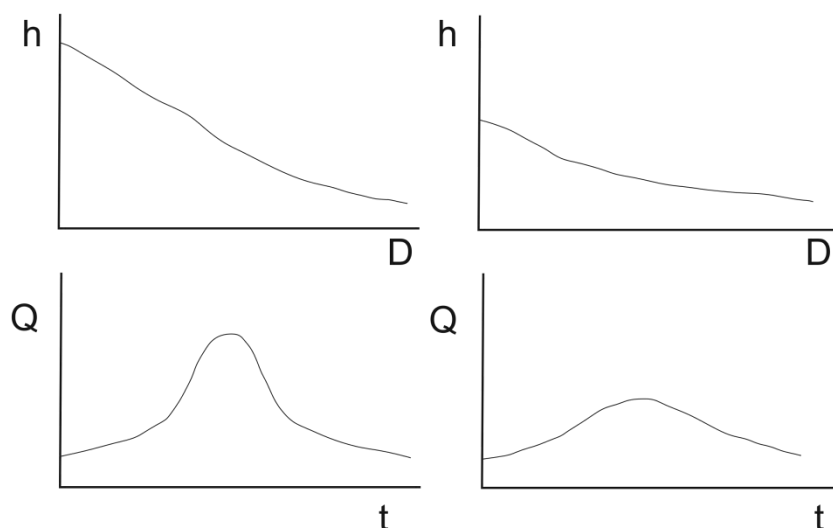


Figura 3.3. Relación entre la forma de los perfiles topográficos del cauce principal y el hidrograma asociado. Modificado de Bell (1999)

Se han delimitado y caracterizado las cuencas hidrográficas de los principales ríos que discurren, en su tramo bajo, sobre los acuíferos costeros de Marbella-Estepona. La franja costera en la zona de estudio presenta cotas topográficas que no superan los 200 metros de altitud y está limitada, al norte, por relieves más elevados (Fig. 3.4). Estos macizos constituyen la cabecera de muchos ríos de régimen irregular, entre los que cabe citar, de oeste a este, los siguientes: Padrón, Castor, Velerín, Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza, Verde y Real.

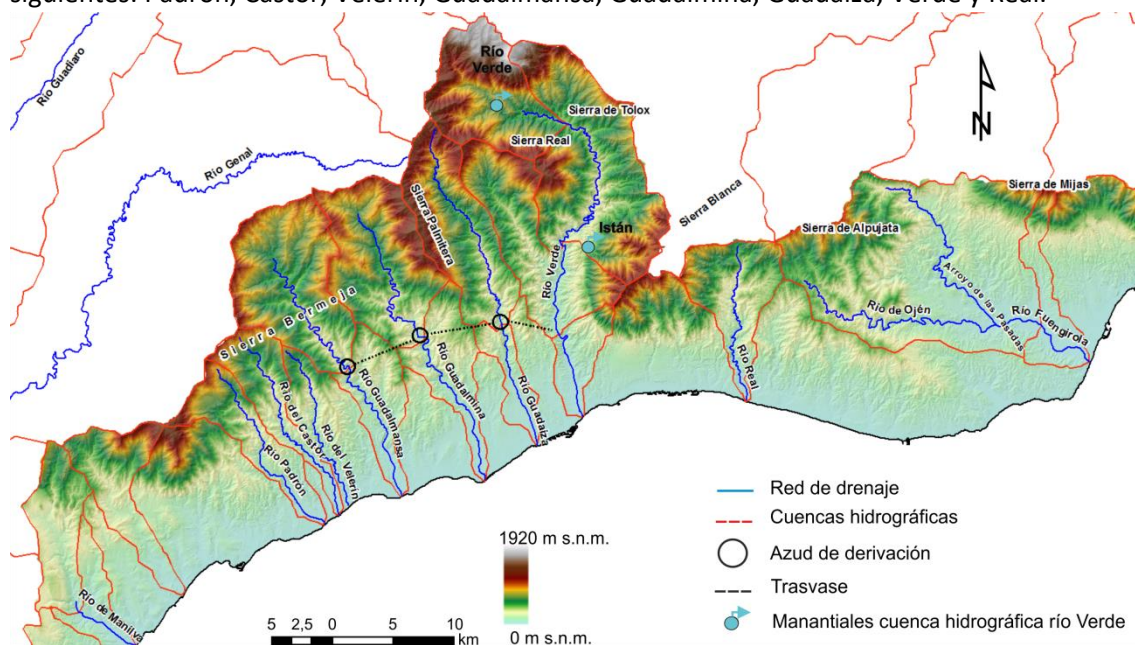


Figura 3.4. Red hidrográfica y principales infraestructuras hidráulicas del área de estudio

En las cuencas hidrográficas de los ríos descritos con anterioridad se han calculado distintos índices y parámetros morfométricos que determinan su comportamiento hidrológico. Los índices se han dividido en dos tipos, por un lado los que hacen referencia al relieve, y por

otro, los relacionados con la forma de la cuenca. En la tabla 3.2 se presentan los principales resultados.

	Río Guadalmanza		Río Guadalmina		Río Guadaiza		Río Verde		Padrón	Castor	Velerín
Parámetros	Aa	Ab	Aa	Ab	Aa	Ab	Aa	Ab			
Superficie (km ²)	46,4	19,0	43,7	22,2	38,8	10,0	142,9	12,2	22,0	20,5	14,7
Perímetro (km)	31,5	28,0	30,6	33,2	32,2	22,9	57,4	19,3	32,1	32,3	24,0
Altitud mínima (m s.n.m.)	148	0	160	0	122	0	92	0	0	0	0
Altitud media (m s.n.m.)	651	194	696	253	698	125	726	161	407	437	255
Altitud máxima (m s.n.m.)	1211	634	1471	1136	1486	537	1920	1156	1434	1192	832
Densidad de drenaje (km/km ²)	2,63	2,56	2,67	2,74	2,88	1,64	2,68	2,66	2,95	2,82	2,91
Coefficiente de Gravelius (VF)	1,31	1,81	1,31	1,99	1,46	2,05	1,35	1,56	1,93	2,01	1,77
Coefficiente de Horton (VF)	0,44	0,19	0,40	0,17	0,26	0,17	0,42	0,29	0,17	0,14	0,15
Coefficiente de Miller (VF)	0,59	0,30	0,59	0,25	0,47	0,24	0,55	0,41	0,27	0,25	0,32
Shape factor (VF)	3,30	4,57	3,18	5,26	5,59	5,59	5,36	2,40	6,95	9,06	8,87
Elongation ratio (VF)	0,62	0,53	0,63	0,49	0,48	0,48	0,49	0,73	0,43	0,37	0,38
Coefficiente de masividad (VR)	14	10	16	11	18	13	5	13	18	21	17
Número de rugosidad (VR)	2793	1620	3500	3108	3935	880	4900	3073	4228	3359	2420
Relative relief (VR)	34	23	43	34	42	23	32	60	45	37	35

Tabla 3.2. Resumen de las características morfométricas en las principales cuencas hidrográficas de la zona de estudio.

Nota: Aa = aguas arriba de la presa, Ab = aguas abajo de la presa

Las cuencas hidrográficas de los ríos Verde, Guadaiza y Padrón (aguas arriba de las infraestructuras de regulación en las dos primeras) presentan mayores valores de las variables de relieve, en particular del número de rugosidad. Dicho índice es igual al rango altitudinal multiplicado por la densidad de drenaje. Por tanto, dichas cuencas tendrían, a igualdad del resto de factores, mayor potencial de generación de escorrentía superficial. Por lo que respecta a las variables de forma, las cuencas hidrográficas de los tramos altos de los ríos Guadalmina, Guadalmanza y Verde están más cercanas a geometrías circulares, cuyos hidrogramas suelen presentar picos de caudal con rápidas crecidas y decrecidas. En estas cuencas también se han calculado los valores más altos del coeficiente de circularidad de Miller. A continuación, se realiza un análisis gráfico más detallado en algunas de las cuencas hidrográficas de la zona de estudio.

3.1.1.1 Análisis morfométrico detallado en las cuencas hidrográficas de los ríos Padrón, Castor y Velerín

El análisis morfométrico de las cuencas de los ríos Padrón, Castor y Velerín pone de manifiesto la gran similitud en términos de relieve y forma (Fig 3.5). Todas ellas se caracterizan por su morfología alargada, propia de cuencas con mayor tiempo de concentración (Mustafa y Yusuf, 1999). Dicha morfología está caracterizada por los siguientes valores medios (promedio de todas las cuencas): Gravelius (1,89), Horton (0,16), Miller (0,29), *Shape factor* (8,31) y razón de elongación (0,38).

3. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

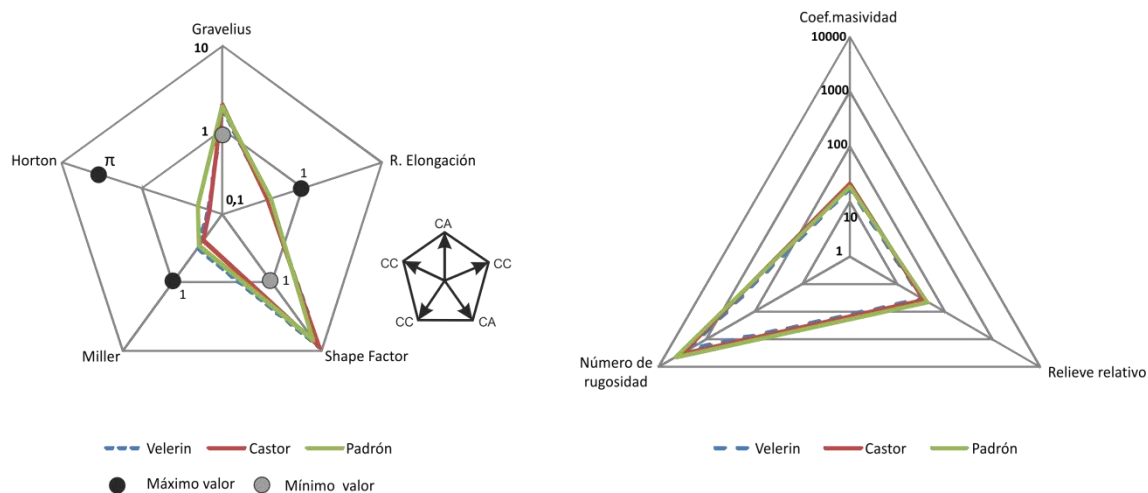


Figura 3.5. Análisis comparativo de las características morfométricas de las cuencas de los ríos Padrón, Castor y Velerín. Nota: CC = cuencas circulares; CA = cuencas alargadas. La escala es logarítmica

Las avenidas torrenciales en cuencas alargadas, como las de los ríos Padrón, Castor y Velerín, implican una menor peligrosidad para la población debido a la inercia con la que se comporta el sistema superficial (Nautiyal, 1994), aunque dicha peligrosidad se transforma en riesgo al asociarse con la alta exposición de asentamientos humanos y usos productivos del suelo en los sectores de menor pendiente y fondos de valle (Cobos *et al.*, 2004).

A partir del análisis de las variables de relieve, la cuenca hidrográfica que presenta mayor susceptibilidad a la generación de escorrentía superficial es la del río Padrón, con mayores valores de relieve relativo (44,7) y número de rugosidad (4228).

3.1.1.2 Análisis morfométrico detallado en las cuencas hidrográficas de los ríos Guadaiza, Guadalmina y Guadalmanza

Debido a la regulación superficial existente en los ríos Guadaiza, Guadalmina y Guadalmanza, captados en su tramo medio mediante presas de derivación hacia el río Verde, se han realizado dos análisis morfométricos para cada cuenca hidrográfica, uno en la cuenca vertiente aguas arriba de la presa y otro aguas abajo hasta la desembocadura.

La cuenca hidrográfica del río Guadaiza, tanto en su tramo alto como el bajo, tiene unas características morfométricas claramente distintas de las del resto de cuencas analizadas. Dicha cuenca presenta una morfología alargada (mayores valores de los índices de Gravelius y *Shape Factor* y menores del índice de Horton, coeficiente de Miller y razón de elongación), diferenciada de las formas circulares que caracterizan a la parte alta de las cuencas hidrográficas de los ríos Guadalmanza y Guadalmina (figura 3.6).

Desde el punto de vista de las variables de relieve, la cuenca alta del río Guadaiza presenta los mayores valores para todos los índices, debido a su mayor rango altitudinal y densidad de drenaje. En función de estos resultados y a igualdad de superficie, dicha cuenca

3. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

sería capaz de generar más escorrentía que las de los ríos Guadalmina y Guadalmana, pero más repartida en el tiempo debido a su forma alargada.

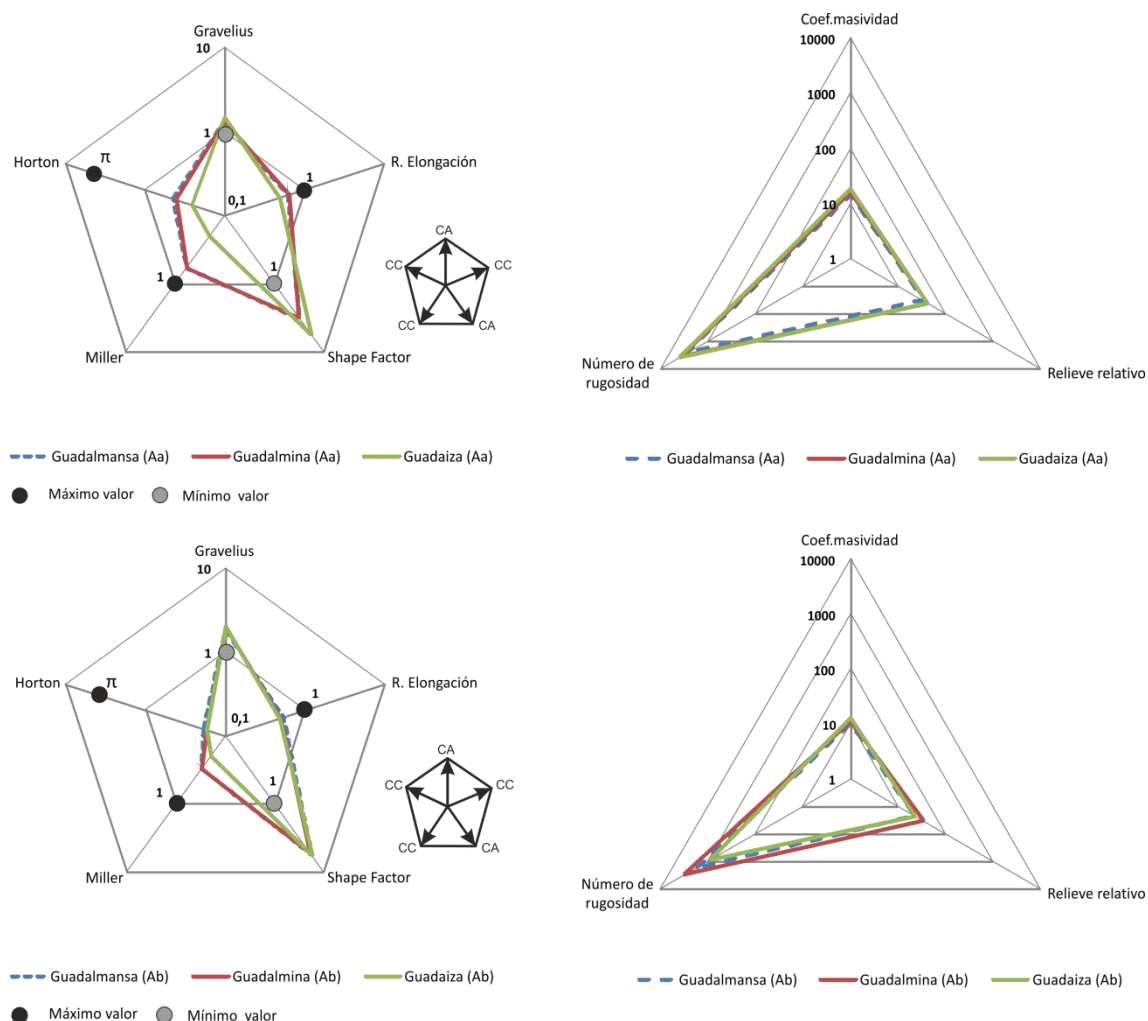


Figura 3.6. Análisis comparativo de las características morfométricas de las cuencas de los ríos Guadalmana, Guadalmina y Guadaiza. Nota: CC = cuencas circulares; CA = cuencas alargadas, Aa = aguas arriba de la presa, Ab = aguas abajo de la presa. Todas las escalas son logarítmicas

Los valores medios de los índices de Gravelius y Horton y de la razón de elongación en la parte alta de la cuenca del río Guadaiza (1,5, 0,26 y 0,4, respectivamente), presentan valores similares a los calculados en el estudio cuantitativo preliminar de la cuenca hidrográfica del río Grande (Cobos *et al.*, 2004).

Aguas abajo de la presa de derivación, todas las cuencas hidrográficas presentan unas características similares, si bien la del río Guadaiza vuelve a destacar por su forma algo más alargada y por presentar la densidad de drenaje más baja de todo el estudio (1,6 km/km²), lo que determina que tenga el valor más de bajo del número de rugosidad (figura 3.6).

3.2 Modelización hidrológica de la cuenca del río Verde

En este apartado se ha realizado una modelización hidrológica de detalle de la cuenca alta del río Verde, aguas arriba del embalse de La Concepción. Las razones que han llevado a realizar dicha modelización son fundamentalmente dos. Por un lado, es la única cuenca que tiene un registro continuo de caudales que permite calibrar y validar los resultados de la simulación hidrológica y, por otro, supone la principal fuente de recursos hídricos del sistema de abastecimiento de la Costa del Sol.

3.2.1 Antecedentes

La principal masa de agua superficial del área de estudio es el río Verde (Fig. 3.4) con una cuenca hidrográfica de 140 km², que se encuentra regulada por el embalse de La Concepción desde el año 1970. Dicho embalse tiene una capacidad máxima de almacenamiento de 61 hm³, que se reduce a 57 hm³ debido al resguardo por avenidas. El funcionamiento hidrológico de la cuenca del río Verde está condicionado por la presa de La Concepción y presenta en sus tramos medio – alto y bajo comportamientos hidrológicos en régimen natural e influenciado, respectivamente. Los caudales aguas arriba se mantienen durante los meses de estiaje debido a las aportaciones subterráneas de los manantiales del río Verde e Istán (Fig. 3.4), que drenan parte de los recursos de las masas de agua subterránea de Sierra de las Nieves-Prieta (060.046) y de Sierra Blanca (060.067), respectivamente. El embalse de La Concepción recibe una aportación media de 70 hm³/año, a la que habría que sumar un caudal medio trasvasado de 9 hm³/año procedente de los azudes de derivación de los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza (Fig. 3.7), que regulan una superficie de 130 km². Dicha cifra no es indicativa de la aportación total que podría recibir el embalse (36 hm³/año), debido a que el trasvase de recursos se interrumpe cuando la presa alcanza un determinado volumen de almacenamiento. Esta limitación ha condicionado la cuantía de las aportaciones, con valores máximos en torno a 17 hm³/año.

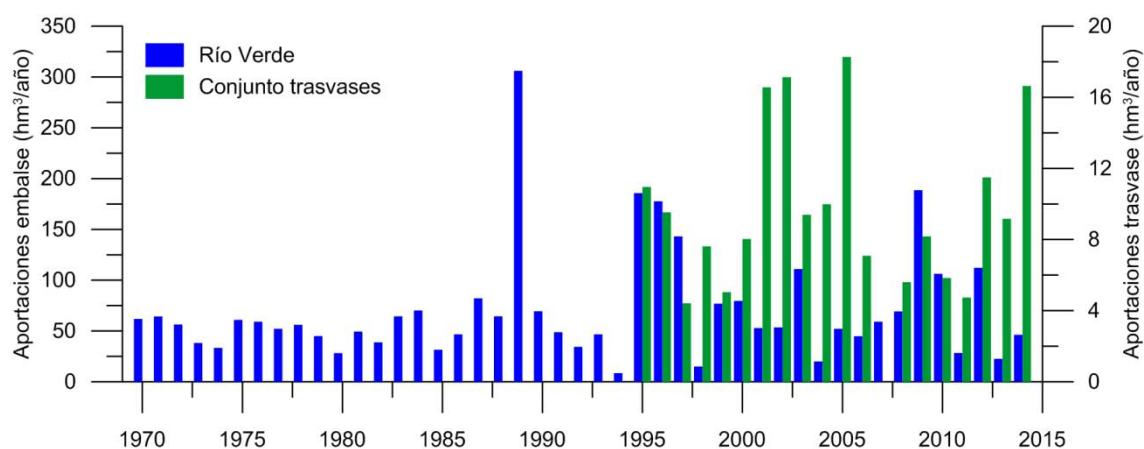


Figura 3.7. Evolución de las aportaciones anuales al embalse de La Concepción procedentes del río Verde y del conjunto de trasvases de los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza

Martín-Vivaldi (1991) llevó a cabo un estudio sobre la estimación de caudales en cuencas no aforadas en el Sur de España. En dicho trabajo se estimaron las aportaciones medias anuales y mensuales en las cuencas hidrográficas de los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza a partir de los datos de caudal observado en los ríos Verde y Guadiaro. La estimación se basó en el principio de transposición (Schuett, 2007), que relaciona el caudal de un río con la precipitación media y la superficie de la cuenca hidrográfica.

$$\frac{1}{P_1} \frac{Q_1}{A_1} = \frac{1}{P_2} \frac{Q_2}{A_2}$$

Donde:

P_1 y P_2 : valores de precipitación en la cuenca con y sin datos de caudal, respectivamente.

Q_1 , Q_2 : caudal en las cuencas con y sin datos de aforos, respectivamente.

A_1 y A_2 : superficie de la cuenca con y sin datos de caudal, respectivamente.

Las aportaciones medias simuladas en los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza fueron de 26,8; 32,2 y 22,3 hm³/año. La distribución mensual es típica de ambientes mediterráneos, con máximos en los meses de invierno y primavera y mínimos en verano.

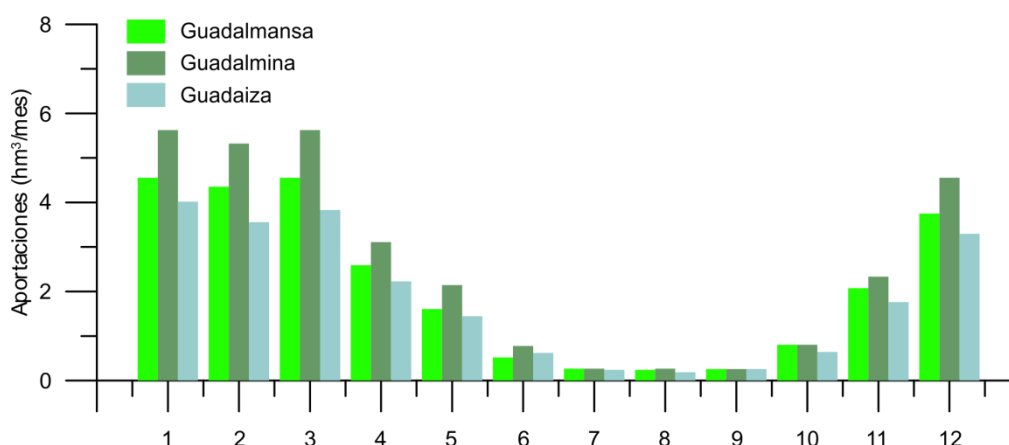


Figura 3.8. Caudales medios mensuales en los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza (periodo 1945/46 – 1975/76).

Fuente: Martín – Vivaldi (1991)

3.2.2 Introducción a la modelización hidrológica

Un modelo hidrológico es una representación matemática simplificada de un sistema real complejo. En un modelo, la unidad de análisis es la cuenca hidrográfica en la que tienen lugar los procesos del ciclo hidrológico, dependientes de las características físicas de la cuenca (usos del suelo, tipos de suelo, litología, pendiente, etc.) y de las series climáticas (precipitación y evapotranspiración potencial). En relación con dichas series, Sorooshian y Gupta (1983) sugerían que la calidad de la información de partida, en términos de representatividad espacial y fiabilidad, era más importante que la longitud de la serie de datos.

El uso de modelos matemáticos permite avanzar en el conocimiento de los procesos hidrológicos que caracterizan el comportamiento de la cuenca hidrográfica, tales como: interceptación, evapotranspiración, flujo subsuperficial o hipodérmico, almacenamiento edáfico, infiltración, escorrentía superficial, escorrentía subterránea, etc. (Tang *et al.*, 2007). Además, permiten realizar predicciones mediante la evaluación de escenarios de cambio climático y de cambios en los usos del suelo.

Los procesos responsables de la generación de escorrentía han sido una pieza fundamental en hidrología, aunque últimamente un número creciente de publicaciones se han centrado en el estudio de cómo la cuenca hidrográfica es capaz de retener y almacenar el agua (McNamara *et al.*, 2011).

Desde el punto de vista espacial, existen dos grandes tipos de modelos: agregados y distribuidos (Fig. 3.9), aunque pueden existir tipologías intermedias con características propias de cada uno de ellos. Los modelos agregados consideran la cuenca hidrográfica como una unidad homogénea sin tener en cuenta la heterogeneidad espacial inherente a este tipo de sistemas (Kling y Gupta, 2009). Dichos modelos se caracterizan por un único conjunto de parámetros y unas entradas medias (precipitación y evapotranspiración potencial), donde el caudal a la salida de la cuenca es reflejo de un comportamiento global de la misma.

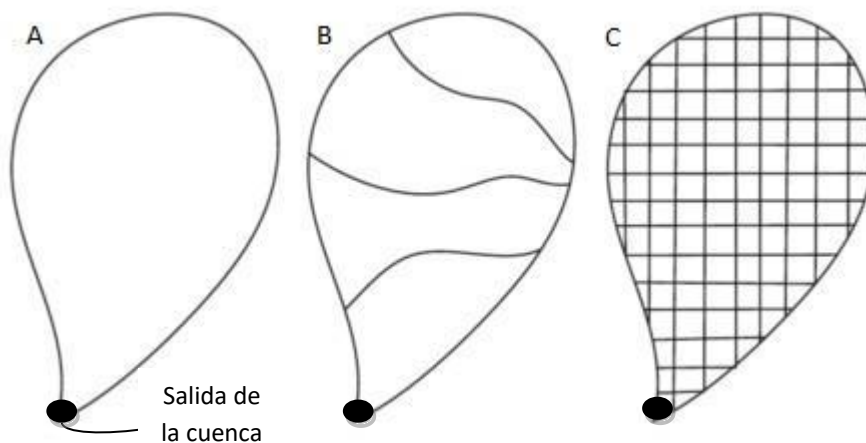


Figura 3.9. Clasificación de los modelos hidrológicos desde el punto de vista espacial. A = agregados (*lumped*), B = semidistribuidos (*semidistributed*) y C = distribuidos (*distributed*)

Por otro lado, los modelos distribuidos tienen en cuenta la variabilidad espacial (gradientes térmicos y pluviométricos) en la zona de estudio, que se divide en celdas (píxeles) con un valor para cada uno de los parámetros del modelo. Dichos modelos requieren un nivel de detalle y conocimiento que dificulta, en ocasiones, su aplicación.

Los modelos semi-distribuidos son, conceptualmente, una combinación de los dos anteriores. Estos modelos dividen la cuenca en unidades menores (subcuencas) o en áreas homogéneas con respecto a alguna variable (usos del suelo, litología, pendiente, etc.).

El incremento en la complejidad de los modelos determina el uso de una mayor cantidad de información (discretización espacial de las series de entrada y de los parámetros),

difícilmente disponible al nivel de detalle requerido para explicar la heterogeneidad de la cuenca hidrográfica.

Con el objetivo de determinar la calidad del modelo es necesario llevar a cabo una calibración que permita obtener el conjunto de parámetros que represente el mejor ajuste entre los caudales simulados y observados. También se requiere una fase de validación a la hora de evaluar la eficiencia del modelo en un periodo distinto al empleado en la calibración (Beven, 2001a).

Algunos autores (Klemeš, 1986; Kirchner, 2006; McDonnell *et al.* 2007; Wagener, 2007) concluyeron que los modelos que funcionan bien durante la fase de calibración pero fallan en la validación no son capaces de representar adecuadamente los principales procesos hidrológicos que controlan la respuesta de la cuenca.

Diferentes investigadores han constatado que el número de parámetros necesarios para describir el comportamiento de sistemas naturales suele ser bajo (Jakeman y Hornberger, 1993; Young *et al.*, 1996). En el caso particular de los modelos hidrológicos, el uso de formulaciones y algoritmos matemáticos más complejos con un elevado número de parámetros, no implica necesariamente una mejora en el grado de ajuste obtenido entre los caudales observados y simulados (Naef, 1981; Hornberger *et al.*, 1985; Refsgaard y Knudsen, 1996; Khakbaz *et al.*, 2012). Beven (1989) y Grayson *et al.* (1992) concluyeron que el grado de ajuste entre los caudales simulados y observados mediante modelos distribuidos era ligeramente superior al obtenido en los modelos de tipo agregado.

Wagener *et al.* (2001) redujeron de 7 a 3 el número de parámetros en un modelo hidrológico basado en las condiciones de humedad antecedente, con el objetivo de reproducir a escala mensual el funcionamiento de 23 cuencas en los Estados Unidos (USA). La eficiencia del modelo no disminuyó considerablemente y mejoró el significado hidrológico de los parámetros empleados.

Según algunos investigadores (Beck, 1987; Beven, 1989; Jakeman y Hornberger, 1993), modelos hidrológicos de no más de 6 parámetros son capaces de describir el comportamiento de cuencas hidrográficas a nivel diario.

Los resultados de los trabajos previos derivaron en la investigación y desarrollo de modelos menos complejos (número reducido de parámetros) que reflejaban el comportamiento global de la cuenca de estudio (Hornberger *et al.*, 1985; Jakeman y Hornberger, 1993; Young *et al.*, 1996) y que seguían, por tanto, el principio de parsimonia descrito por Box y Jenkins (1976). En este tipo de modelos es necesario llevar a cabo una evaluación precisa de la representatividad de los parámetros finalmente adoptados, ya que éstos deben tener en cuenta los procesos hidrológicos más determinantes en el funcionamiento de la cuenca. De la representatividad dependerá en gran medida la eficiencia del modelo (Ruelland *et al.*, 2008).

En el marco de la modelización hidrológica, la validez de los modelos utilizados puede mejorarse si existen variables adicionales comparables con datos de campo, como por ejemplo niveles piezométricos (Nash y Sutcliffe, 1970; Seibert, 1999).

Los primeros modelos precipitación-escorrentía de tipo agregado se desarrollaron en las décadas de los años 60 y 70 del pasado siglo, y fueron representaciones matemáticas de los modelos conceptuales existentes hasta la fecha (Beven, 2001). Algunos de estos modelos son: *Stanford Watershed Model* (16 parámetros, Crawford y Linsley, 1996), *Sacramento Soil Moisture Accounting Model* (SAC-SMA, 16 parámetros, Burnash *et al.*, 1973), *Hydrological Simulation Model* (HYSIM, 17 parámetros, Manley, 1978) y *Monash Model* (13 parámetros, Porter y McMahon, 1971). Dichos modelos están sujetos a problemas relacionados con la *sobreparametrización*, lo cual conlleva que en ocasiones no sea posible encontrar un único conjunto óptimo de parámetros (Spear, 1997; Kuczera y Mroczkowski, 1998). Esta circunstancia se denomina comúnmente “equifinalidad” (Beven y Freer, 2001; Johnston y Pilgrim, 1976).

En un estudio comparativo realizado por la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 1975), se utilizaron 10 modelos hidrológicos de diferente complejidad en 6 cuencas hidrográficas (sometidas a climas áridos y húmedos) de tamaño variable (1.580 – 104.000 km²). La principal conclusión fue que los modelos simples permitían obtener un ajuste, entre los caudales observados y simulados, muy similar al obtenido por los modelos complejos en climas húmedos. No obstante, en contextos más áridos la elección entre unos u otros modelos no era tan clara.

Wagener *et al.* (2003) determinaron que los modelos hidrológicos suelen empeorar su eficiencia cuando se aplican a situaciones hidroclimáticas extremas (años muy húmedos o muy secos) y a los periodos de validación. Las razones que explican dicha conclusión son fundamentalmente dos: las limitaciones intrínsecas de cada modelo y la falta de precisión y representatividad en los datos de partida.

Franchini y Pacciani (1991) afirmaron que modelos hidrológicos de diferente complejidad y estructura daban lugar a resultados equivalentes, con tiempos de calibración proporcionales al número de parámetros. Jakeman y Hornberger (1993) demostraron que un modelo hidrológico de 2 componentes (responsables de la respuesta rápida y lenta de la cuenca) y 4 parámetros era suficiente para modelar a escala diaria.

Perrin (2001) comparó 19 modelos hidrológicos agregados a escala diaria en 429 cuencas de distintos países: Francia (307), Estados Unidos (82), Australia (26), Costa de Marfil (10) y Brasil (4). Dichas cuencas mostraban diferencias significativas en lo relativo a la superficie (0,1 – 50.600 km²), la precipitación media anual (300-2300 mm) y el porcentaje de caudal de origen subterráneo (0,1-98,5%). La conclusión general fue que los modelos más complejos presentaban un mejor rendimiento en la fase de calibración, pero inferior al obtenido en el periodo de validación por los modelos más simples.

3.2.3 Evaluación de la calidad de la serie de aportaciones superficiales del río Verde

En el proceso de modelización hidrológica es importante llevar a cabo, con anterioridad a la simulación de caudales, un esquema conceptual del funcionamiento de la cuenca hidrográfica y analizar la incertidumbre de los datos de caudal observados. Si no se llevan a cabo dichas tareas, es posible obtener un modelo con un buen grado de ajuste que no sea capaz de

representar los procesos hidrológicos que están condicionando la generación de escorrentía, tanto de tipo superficial como subterráneo. En relación con la calibración del modelo hidrológico, el periodo utilizado debe abarcar años secos, medios y húmedos, con el fin de reflejar el mayor grado de variabilidad climática posible. Además, las funciones objetivo utilizadas para evaluar la eficiencia de los diferentes modelos deben adaptarse a las características de la cuenca.

La existencia de fallos e incoherencias en las series de datos de caudal puede ser debida a varios factores que no son siempre fácilmente identificables (Mosley y McKerchar, 1993). La incertidumbre en los datos de caudal podría estar relacionada con errores humanos en el proceso de medición o con un funcionamiento anómalo de la estación de aforos. Ante esta situación se recomienda comparar la serie de caudales objeto de estudio con los datos de precipitación y/o caudal de las estaciones más cercanas. Dicha metodología recibe el nombre de EDA (*Exploratory Data Analysis*, por sus siglas en inglés) y se utiliza también para realizar un análisis descriptivo de la serie de datos (Kundzewicz y Robson, 2000). Esta aproximación metodológica consiste en un análisis gráfico de la información disponible con el objetivo de explorar y visualizar la variabilidad de los datos a distintos pasos de tiempo (Grubb y Robson, 2000). De acuerdo con dichos autores, un estudio exhaustivo basado en la metodología EDA puede ser una herramienta tan eficaz como los análisis descriptivos estadísticos.

La calidad de los datos de entrada (precipitación, temperatura y caudales observados, principalmente) en un modelo lluvia – escorrentía es el factor más determinante a la hora de obtener mayor certidumbre sobre los caudales simulados. La variable más importante es la precipitación, ya que se trata de la entrada de recursos hídricos al sistema. La incertidumbre asociada a los datos de lluvia está condicionada por la representatividad espacio – temporal de los valores de cada estación pluviométrica con respecto a la superficie total de la cuenca hidrográfica, especialmente importante en cuencas de gran tamaño. Otro factor determinante a tener en cuenta se refiere a la calidad de la serie de caudales observados, que depende principalmente de la periodicidad de medida y de la precisión de la curva de gastos. Los caudales más elevados de dicha curva no suelen ser representativos de las aportaciones máximas que podría recibir la estación de aforos. Por lo tanto, existe incertidumbre asociada a dichos caudales.

La validación de la serie de caudales del río Verde, se ha llevado a cabo a partir de los datos procedentes de la estación pluviométrica de la presa de La Concepción y la información foronómica de la estación del río Genal (S-0013), situada a 20 km al oeste del área de estudio. Se ha realizado un análisis comparativo a partir de distintos pasos de tiempo (diario, mensual y anual) y transformaciones de datos (logaritmo decimal o neperiano, valor al cuadrado o a la inversa, etc.). La transformación finalmente aplicada fue de tipo logarítmico decimal. También se ha realizado un análisis de la variabilidad intra - anual a partir de la representación gráfica de la evolución de los caudales registrados en las distintas estaciones del año. Las series de caudal han sido proporcionadas por la Delegación Provincial de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía en Málaga.

3.2.3.1 Análisis de datos anuales y mensuales

Se ha comparado la serie de caudales entrantes al embalse de La Concepción en el periodo 1970/71 – 2014/15 con los valores de precipitación registrados en la estación de la presa homónima (Fig. 3.10). Es importante mencionar que las aportaciones del río Verde se calculan a partir de un balance de entradas y salidas en el embalse, dado que el resto de componentes son conocidas (evaporación, desembalses, vertidos, entradas desde el sistema de trasvases, precipitación directa sobre el vaso de la presa, volumen abastecido y caudal ecológico). Por lo tanto, es necesario evaluar la incertidumbre inherente a dicho procedimiento de cálculo para la estimación de los caudales del río.

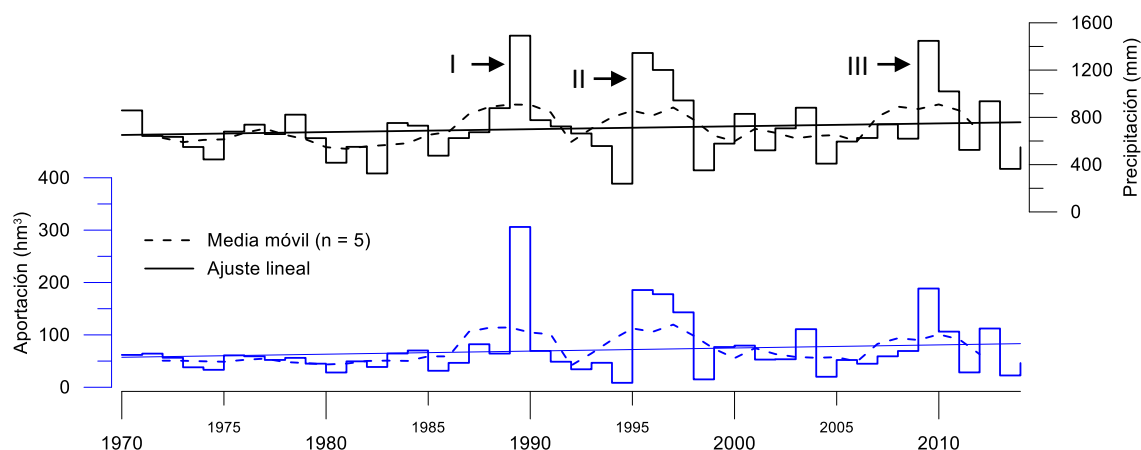


Figura 3.10. Aportaciones anuales del río Verde al embalse de La Concepción y precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de la presa de La Concepción

En la figura 3.10 se observa que la serie de aportaciones anuales del río Verde muestra una evolución muy similar a la de la precipitación, con una tendencia ascendente en ambos casos. Dicha correlación sugiere que la calidad de la serie de aportaciones, a pesar de la incertidumbre de su metodología de cálculo, es satisfactoria a escala anual. Los valores más elevados de precipitación coinciden temporalmente con las mayores aportaciones al embalse, y viceversa. Las aportaciones máximas y mínimas tuvieron lugar en los años 1989/90 y 1994/95, con valores de 306 y 8,5 hm^3 . Dicho rango indica la existencia de una elevada variabilidad interanual. Los valores medios anuales de caudal y precipitación fueron de 70 hm^3 y 705 mm, respectivamente. A largo de la serie de datos se han diferenciado 3 periodos especialmente húmedos (I, II y III), que corresponden a los años hidrológicos 1989/90, 1995/96 – 1997/98 y 2009/10 – 2010/11. La precipitación anual registrada en el primer año de cada uno de dichos periodos fue de 1491, 1345 y 1447 mm, respectivamente.

En la figura 3.11 se muestran, a paso de tiempo mensual, las aportaciones superficiales del río Verde y las precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de la presa de La Concepción. Además, se presenta la evolución de la media móvil de dichas variables una vez realizada la transformación logarítmica, con objeto de visualizar con mayor grado de detalle ambas series. Al igual que ocurre con las series de datos anuales, se observa una correlación muy buena entre los valores de caudal y precipitación (Fig. 3.11).

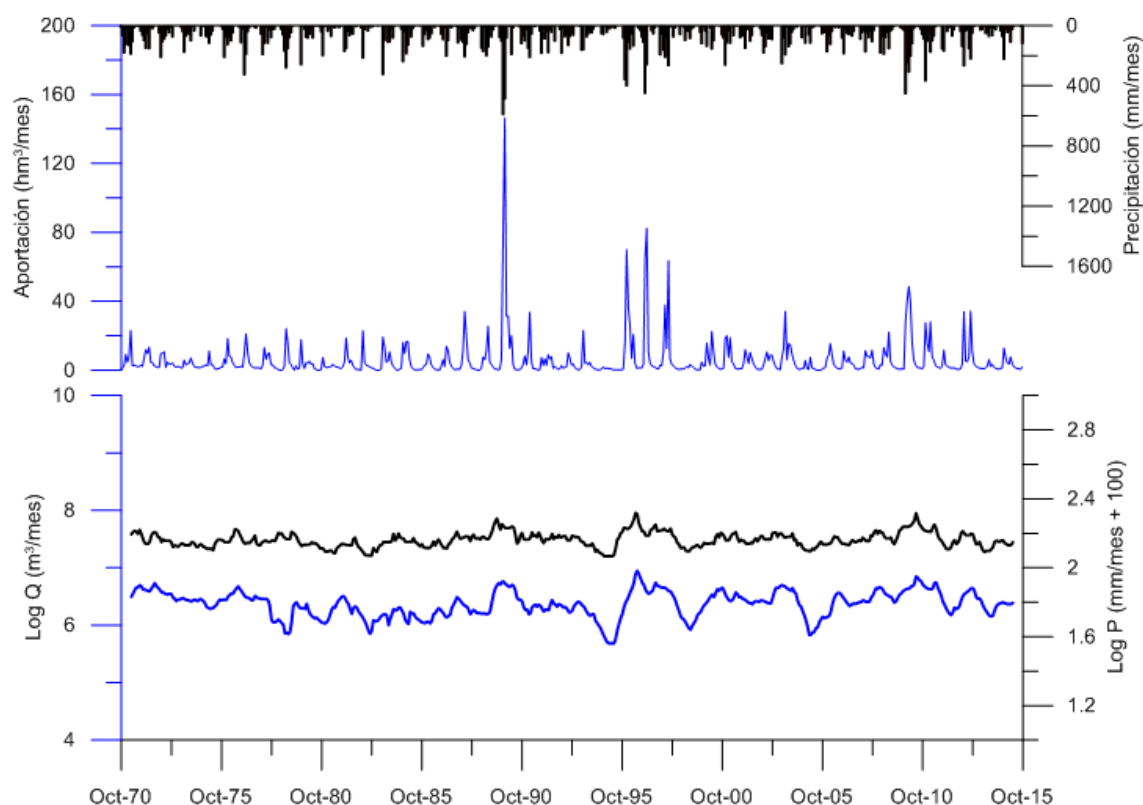


Figura 3.11. Evolución mensual de las aportaciones superficiales del río Verde y de las precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de la presa de La Concepción (A) y de las medias móviles de los valores logarítmicos (B)

Para complementar el análisis de datos mensuales se han representado gráficamente (Fig. 3.12) las evoluciones de las series de caudal y precipitación de los años hidrológicos previos a los periodos más húmedos (I, II y III en la figura 3.10), con el fin de evaluar las condiciones de humedad antecedentes y su impacto en los mecanismos de generación de escorrentía. La mayor intensidad de precipitación se registra en el año 1989/90 (Fig. 3.12.A) y da lugar al máximo caudal registrado en toda la serie de datos ($146,4 \text{ hm}^3/\text{mes}$), equivalente a una aportación continua de $55 \text{ m}^3/\text{s}$. El periodo más seco tuvo lugar durante los años 1993/94 y 1994/95 (Fig. 3.12.B), con motivo de la denominada Metasequía. Aun así, las aportaciones observadas en el año hidrológico 1995/96 fueron similares a las registradas en 2009/10, con picos de caudal y valores medios de 70 y $49 \text{ hm}^3/\text{mes}$ y 186 y $189 \text{ hm}^3/\text{año}$, respectivamente. Dichas aportaciones anuales fueron inferiores, en un 60%, al valor registrado en el año 1989/1990 (306 hm^3). Los valores de precipitación media anual acumulados durante los años hidrológicos 1984/85 - 1988/89, 1990/91 - 1994/95 y 2004/05 - 2008/09 fueron de 676 , 592 y 598 mm , respectivamente. Por lo tanto, la intensidad de los eventos de precipitación influye de manera determinante en los mecanismos de generación de escorrentía (Fig. 3.12). En este sentido, lluvias muy intensas pueden generar más escorrentía incluso cuando los antecedentes de humedad en el suelo son bajos, como ocurrió en el año hidrológico 1995/96.

Con el objetivo de detectar posibles tendencias estacionales y la eventual existencia de datos anómalos, se ha realizado un análisis gráfico de las aportaciones superficiales acumuladas en el embalse de La Concepción (periodo 1970 - 2015) durante los meses de invierno (diciembre - enero - febrero), primavera (marzo - abril - mayo), verano (junio - julio - agosto) y otoño

(septiembre – octubre – noviembre). Los máximos caudales acumulados en dichos periodos fueron 209; 62,3; 7,5 y 86,4 hm^3 , respectivamente.

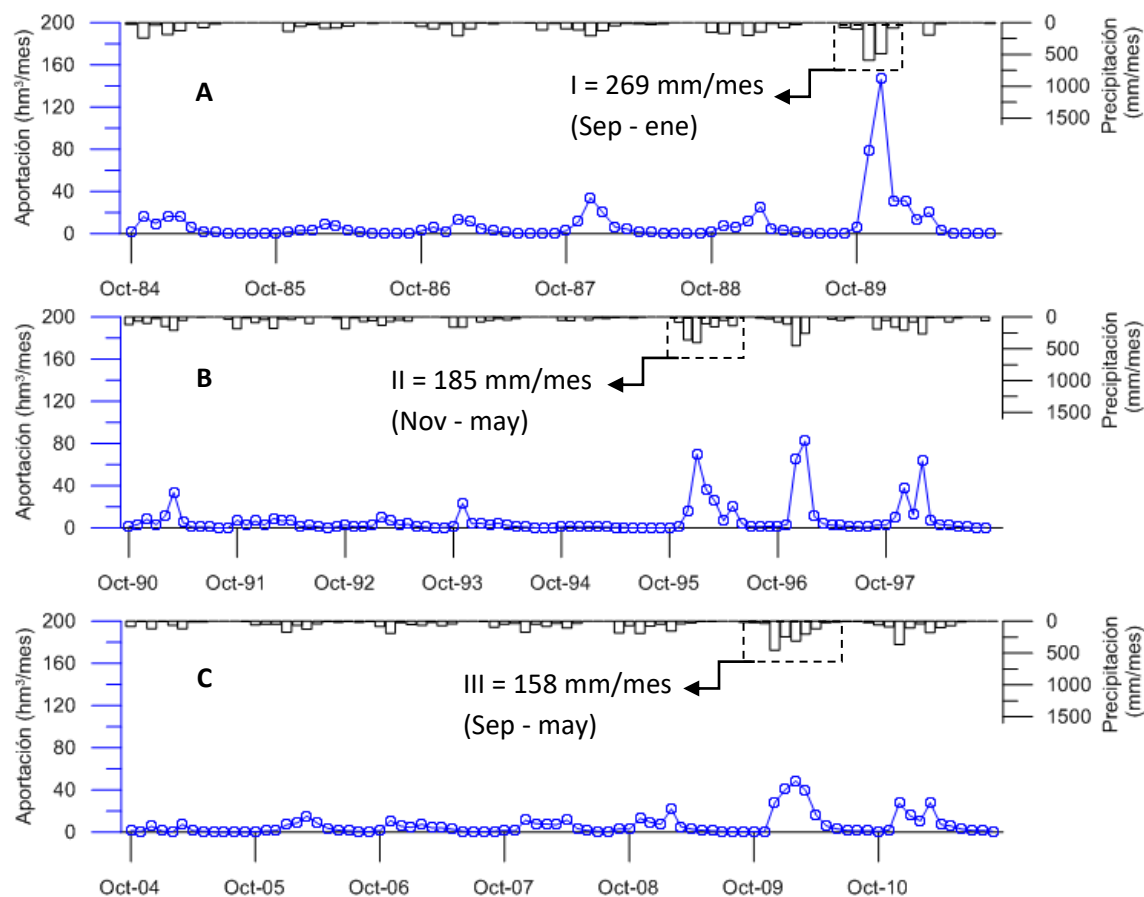


Figura 3.12. Evolución mensual de las aportaciones al embalse de La Concepción en tres periodos previos a los años hidrológicos 1989/90, 1995/96 – 1997/98 y 2009/10 – 2010/11

La evolución anual de los caudales acumulados durante los meses de invierno y primavera (Figs. 3.13.A y 3.13.B) muestra una tendencia ligeramente ascendente (más marcada en primavera), debido a las mayores aportaciones registradas durante los periodos húmedos I, II y III respecto al resto de estaciones del año. Las aportaciones registradas en los meses de primavera se correlacionan con las observadas en los meses de junio, julio y agosto, especialmente a partir del año 1990. Con anterioridad a dicho año, se observa una tendencia claramente descendente en los meses de verano (Fig. 3.13.C), desde 7,5 hasta 0,6 hm^3 . Estos caudales acumulados ponen de manifiesto la existencia de un flujo base que mantiene un caudal mínimo durante el estiaje. Durante los meses de otoño del periodo 1970-2015 (Fig. 3.13.D) la aportación media anual fue de 11,5 hm^3 , principalmente como resultado de las primeras lluvias del año hidrológico. La evolución anual de los caudales acumulados durante los meses otoño no presenta tendencia alguna a lo largo del periodo analizado.

Los resultados del análisis de tendencias estacionales han permitido constatar que la serie de caudales del río Verde presente una calidad aceptable, dado que no se ha detectado ningún comportamiento o dato anómalo, con la mayor parte de las aportaciones concentradas en los meses de invierno y primavera.

3. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

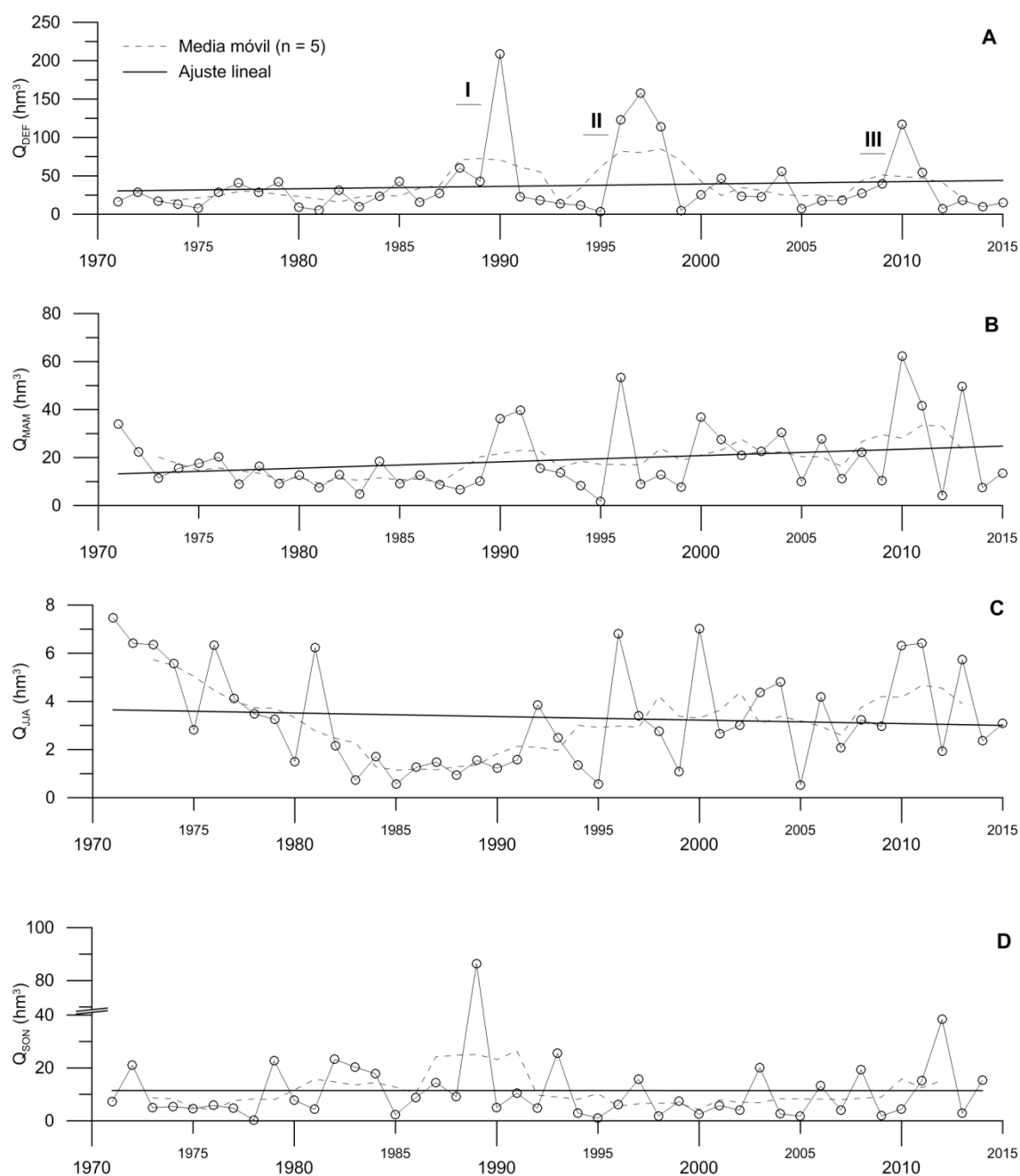


Figura 3.13. Evolución anual de los caudales registrados en el embalse de La Concepción durante las diferentes estaciones del año. Nota: DEF = diciembre, enero y febrero, MAM = marzo, abril y mayo, JJA = junio, julio y agosto y SON = septiembre, octubre y noviembre

3.2.3.2 Análisis de datos diarios

3.2.3.2.1 Aportaciones superficiales del río Verde y del sistema de trasvases

El estudio de las aportaciones diarias al embalse de La Concepción ha comprendido el periodo 01/01/1992-30/11/2008, debido a que se trata del periodo con los datos de mejor calidad. El análisis de la calidad de los datos ha permitido detectar, desde diciembre de 2008 hasta enero de 2011, un desfase entre los caudales diarios acumulados de cada mes y los mensuales propiamente dichos. Además, a partir del año 2012, se empezaron a registrar valores negativos de caudal durante los meses de verano, debido a errores de cierre en el balance de entradas y salidas del embalse.

Desde el año 1995, el embalse de La Concepción recibe recursos procedentes del conjunto de trasvases situados en el tramo medio-alto de los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza. La serie de caudales trasvasados tiene periodicidad mensual hasta el año 2010, a partir del cual entra en funcionamiento la estación automática Q16-CO3 de la red Hidrosur que registra las aportaciones a paso de tiempo horario.

Las aportaciones registradas en el embalse de La Concepción hasta el año 2010 son el resultado de la suma de los caudales del río Verde y las aportaciones del sistema de trasvases. Para diferenciar el caudal atribuible al río Verde se ha comprobado durante qué meses no se trasvasaron recursos al embalse (Fig. 3.14.A). Dicho embalse recibe caudales procedentes únicamente de la cuenca hidrográfica del río Verde en dos periodos: por un lado, cuando el embalse se encuentra cerca de su capacidad máxima y no es capaz de almacenar más agua y, por otro, durante los meses de verano. En la figura 3.14.B se observa cómo la desviación acumulada con respecto a la media histórica de los caudales del río Verde y de las precipitaciones presenta una evolución muy similar, con un claro desfase de los valores más elevados de caudal con respecto a los de la precipitación.

La figura 3.14.C muestra la evolución diaria de los caudales del río Verde y de las aportaciones desde el sistema de trasvases (estación Q16-CO3) en el periodo 2011 - 2015. Es interesante mencionar que el trasvase de caudales no se limita únicamente a periodos húmedos sino que también tiene lugar en meses de baja pluviometría, principalmente en mayo y junio, con un valor medio de 0,17 y 0,15 m³/s, respectivamente. Esta situación parece sugerir cierta capacidad de almacenamiento y regulación de recursos hídricos en la parte alta de las cuencas hidrográficas de los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza, constituidas principalmente por peridotitas y rocas metamórficas de baja permeabilidad.

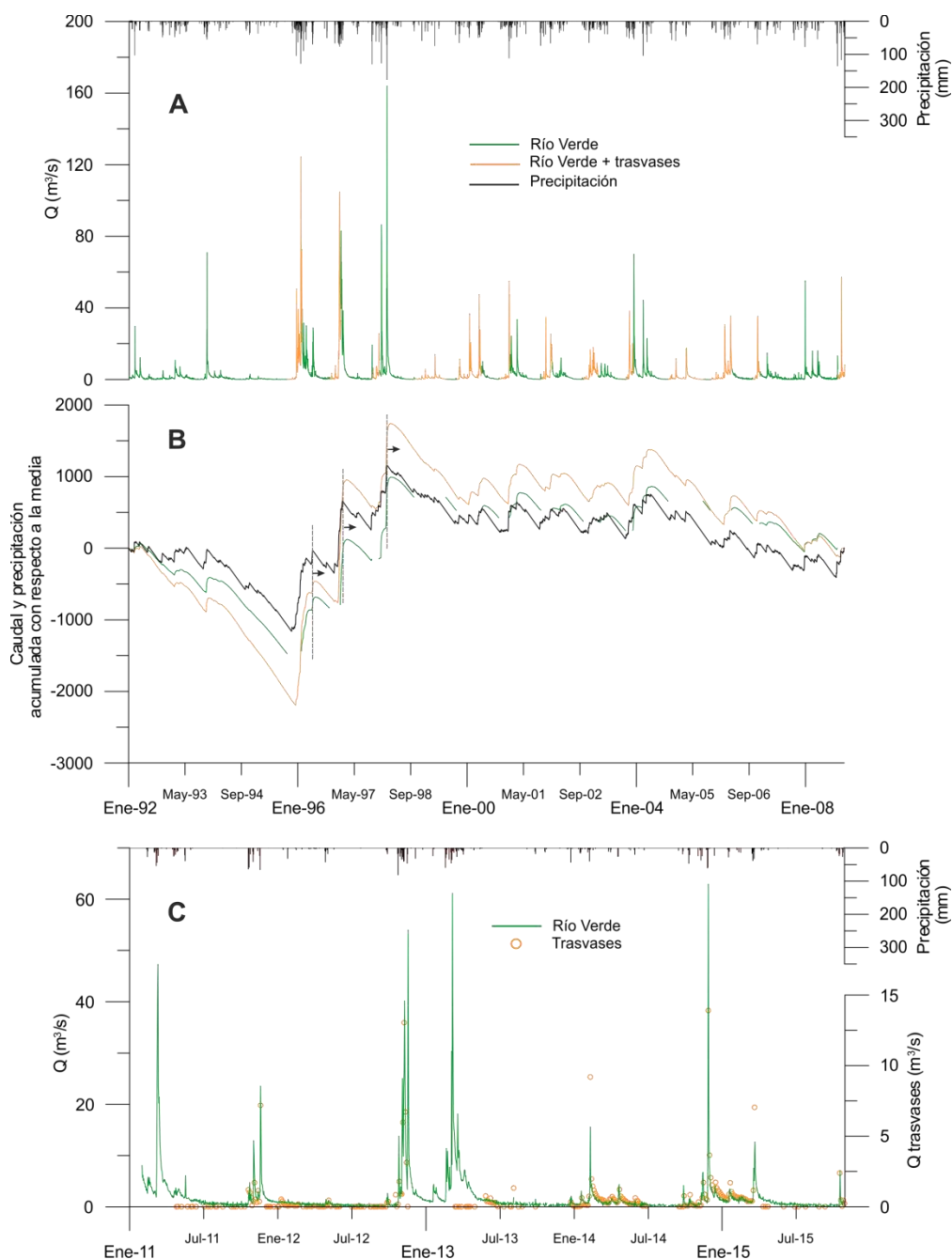


Figura 3.14. Evolución de las aportaciones superficiales diarias procedentes del río Verde y del sistema de trasvases

3.2.3.2.2 Análisis comparativo de los caudales de los ríos Verde y Genal

El análisis de calidad de los datos diarios se ha complementado con el estudio comparativo de los caudales de los ríos Verde y Genal. La estación de aforos del río Genal (SO-13) se ubica en las inmediaciones de la localidad de Jubrique (Fig. 3.15.A), al oeste del área de estudio, y forma parte del Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH) de la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Hacia dicha estación se drenan caudales procedentes de una cuenca hidrográfica de 156 km^2 de superficie, muy similar a la del

río Verde (140 km²). El caudal registrado en ambas estaciones, con valores medios de 2,9 (río Genal) y 4,3 m³/s (río Verde) en los tres periodos analizados, es coherente con la superficie de las cuencas hidrográficas. Aun así, el mayor valor corresponde a la cuenca hidrográfica de menores dimensiones. Las diferencias entre los caudales de ambos ríos se atenúan si se comparan los valores de la mediana (Fig. 3.15.B). Los picos de caudal más elevados se observan en el río Verde durante los meses de diciembre de 1997 y febrero de 1998 (Fig. 3.15.B.1) y diciembre de 2003 y marzo de 2004 (Fig. 3.15.B.2). Los parámetros estadísticos de los hidrogramas en el periodo de menor pluviometría (Fig. 3.15.B.3) son relativamente parecidos, lo cual podría indicar que los procesos que condicionan el mantenimiento de los caudales base en ambas cuencas son similares. Con independencia de la precipitación acumulada en los diferentes periodos (B.1, B.2 y B.3), a finales del mes de septiembre el caudal tiende hacia un valor mínimo de 0,1 m³/s.

Los factores que influyen en los procesos de generación de escorrentía son múltiples (Hewlett y Hibbert, 1967): superficie, gradiente altitudinal, pendiente, litología, uso del suelo, desarrollo edáfico, densidad de vegetación, intensidad de los eventos de precipitación, etc. En el caso de las cuencas hidrográficas de los ríos Verde y Genal, se ha calculado la superficie ocupada por cada litología y su porcentaje con respecto al área total (Fig. 3.15.A). Ambas cuencas tienen un porcentaje similar de calizas, dolomías y mármoles (código 3 en la figura 3.15.A), aunque difieren significativamente en la superficie ocupada por metapelitas y peridotitas (códigos 5 y 7). Las cuencas de los ríos Genal y Verde presentan un porcentaje de metapelitas y peridotitas próximo al 60 y 50%, respectivamente. La cuenca hidrográfica del río Genal presenta mayor diversidad de litologías con respecto a la del río Verde, con áreas dominadas por margas y margocalizas y, en menor medida, por la formación de la Brecha de la Nava. La precipitación media anual en la estación de Genalguacil es de 877 mm, muy similar al valor registrado en la estación de Istán (882 mm). Por tanto, las diferencias de caudal observadas en los hidrogramas de los ríos Verde y Genal no parecen estar *a priori* relacionadas con condicionantes de tipo pluviométrico, por lo que habría que buscar otros factores (como el mayor o menor desarrollo de la vegetación y el suelo) para poder dar una explicación.

La comparación de la serie de caudales diarios de la estación de aforos del río Genal (SO-13) con las aportaciones del río Verde ha permitido constatar la calidad de los datos diarios de este último, estimados a partir de un balance de entradas y salidas al embalse de La Concepción. En futuras investigaciones sería interesante abordar un análisis exhaustivo de los factores físicos y climáticos involucrados en los procesos hidrológicos responsables de la generación de escorrentía en las cuencas de los ríos Verde y Genal.

3. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

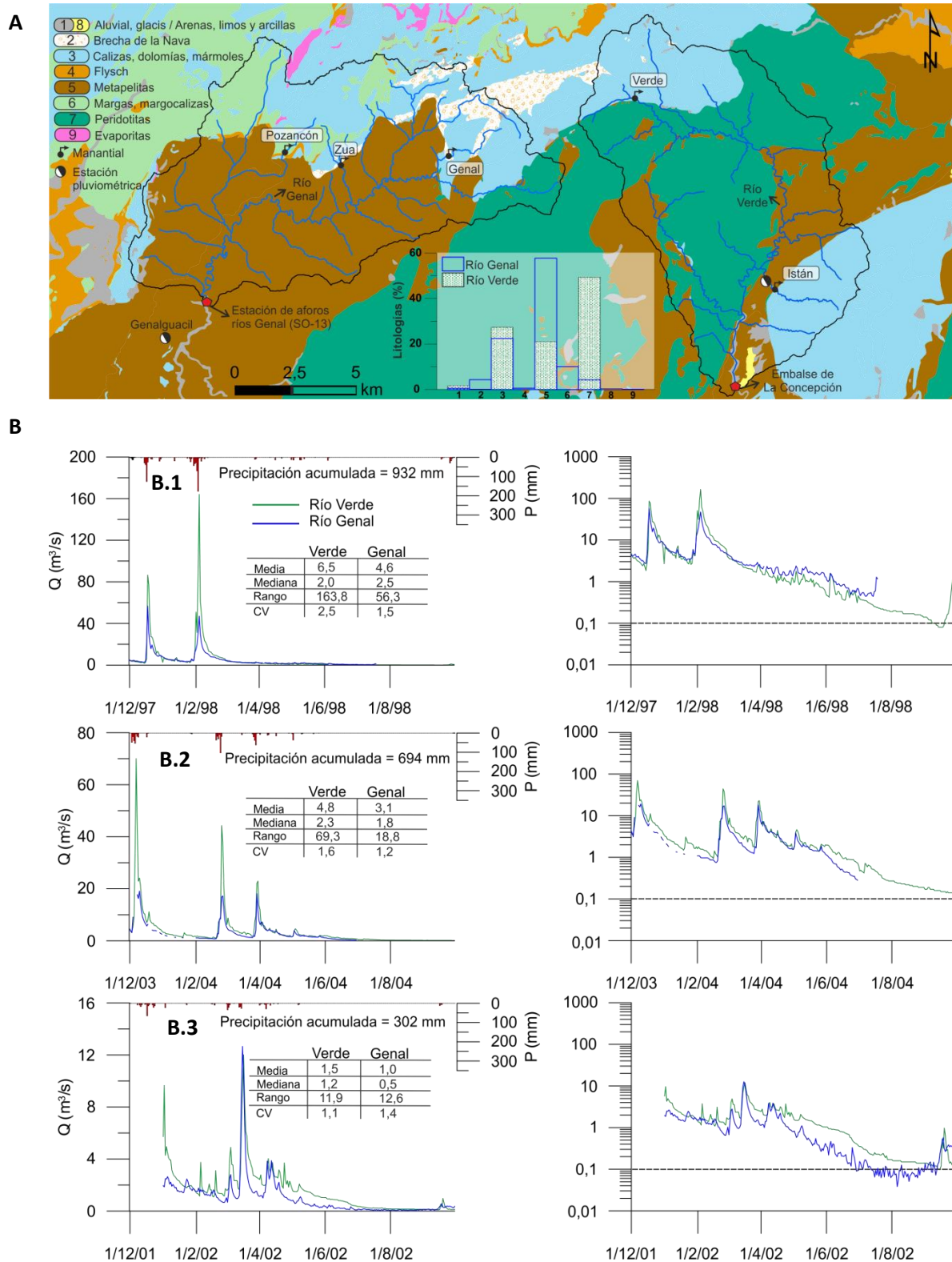


Figura 3.15. Mapa geológico de las cuencas hidrográficas de los ríos Verde y Genal (A) y evolución diaria de los caudales de dichos ríos, en escala aritmética (izquierda) y logarítmica (derecha), durante tres periodos característicos de años húmedos (B.1), medios (B.2) y secos (B.3). Nota: los valores de precipitación corresponden a la estación pluviométrica de Istán

3.2.4 Estimación del caudal base del río Verde a partir del análisis de las aportaciones al embalse de La Concepción

El caudal base es una componente de la esorrentía total que se asocia normalmente a la descarga subterránea de formaciones acuíferas. El conocimiento sobre dicho caudal es esencial a la hora de evaluar el funcionamiento de la cuenca hidrográfica en condiciones de aguas bajas. Existen numerosas técnicas de descomposición del hidrograma de un río en sus componentes superficial (*quickflow*) y subterránea (*baseflow*), si bien es cierto que dichas técnicas pueden ser, hasta cierto punto, subjetivas y arbitrarias (Hewlett y Hibbert, 1967; Beven, 1991). En la mayoría de los métodos la componente subterránea incorpora también el flujo subsuperficial o hipodérmico (Xu *et al.*, 2002; Hughes, 2003; Parsons, 2004).

Existen dos métodos principales para la descomposición del hidrograma de un río. Por un lado, la interpolación del caudal mínimo registrado en sucesivos periodos de tiempo (Institute of Hydrology, 1980; Sloto y Crouse, 1996; Rutledge, 1998; Piggott *et al.*, 2005). Por otro, el análisis del espectro de frecuencias de los caudales (Lyne y Hollick, 1979; Chapman y Maxwell, 1996; Arnold y Allen, 1999; Chapman, 1999; Eckhardt, 2005), que asocia las frecuencias de alta y baja resolución a los caudales procedentes de la esorrentía superficial y subterránea, respectivamente. Estos métodos pueden ser objeto de calibración si se disponen de series continuas de variables físico-químicas (como la conductividad eléctrica) e isotópicas a la salida de la cuenca, características de cada una de las componentes de la esorrentía total (Burns, 2002; Stewart *et al.*, 2007; Zhang *et al.*, 2013).

En la presente Tesis Doctoral se ha utilizado el método del mínimo local (*local minimum method*) y la metodología basada en el análisis de frecuencias propuesta por Lyne y Hollick (1979), ampliamente contrastada en diversos estudios (Chapman y Maxwell, 1996; Arnold y Allen, 1999; Chapman, 1999; Eckhardt, 2008; Longobardi *et al.*, 2016). El método del mínimo local consiste en comprobar si el caudal en un día cualquiera corresponde al valor más bajo en el intervalo $[0,5*(2N-1)]$ antes y después del día considerado. Si se cumple esta condición, dicho caudal es un mínimo local y se conecta mediante una línea recta con el resto de valores mínimos (Fig. 3.16). El caudal base diario entre dichos valores se estima partir de una simple interpolación lineal (Sloto y Crouse, 1996). El parámetro N equivale al número de días que transcurren desde el pico de caudal hasta el comienzo del agotamiento, lo que se conoce como curva de descenso o decrecida. Mayores valores de dicho parámetro implican una menor aportación de la descarga subterránea a los caudales del río. Linsley *et al.* (1949) propusieron la siguiente relación entre el parámetro N (días) y la superficie de la cuenca hidrográfica en km² (A):

$$N = 0,83 \cdot A^{0,2}$$

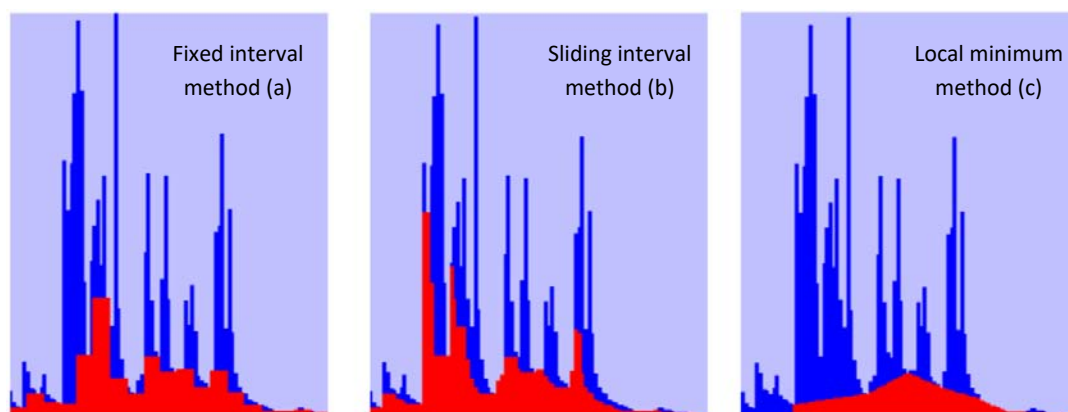


Figura 3.16. Técnicas de descomposición de hidrogramas para la estimación de la componente subterránea a partir de métodos de caudal mínimo (Sloto y Crouse, 1996)

El valor de N calculado a partir de esta ecuación en la cuenca hidrográfica del río Verde es de 2 días. El área de la cuenca vertiente no es el único factor que condiciona la duración de la curva de descenso. Dicha duración está determinada, entre otras variables, por la pendiente, la densidad de drenaje o las características hidrogeológicas de la cuenca (mayor o menor superficie ocupada por formaciones acuíferas). Stewart *et al.* (2007) realizaron una modificación de la ecuación propuesta por Linsley *et al.* (1949) a partir de un balance de masas basado en la conductividad eléctrica del agua superficial. La ecuación resultante presenta la forma $N = 0,46 \cdot A^{0,44}$, cuya aplicación a la cuenca del río Verde proporciona un valor de 4 días. Este valor se ha comparado con el obtenido en el análisis de las curvas de descenso y agotamiento de los caudales del río Verde. La separación entre ambas curvas se ha llevado a cabo visualmente en un gráfico de tipo semilogarítmico (Fig. 3.17). Se han analizado un total de 9 curvas de descenso y agotamiento, correspondientes a las evoluciones de caudal aparentemente más precisas y que presentan, por tanto, menor incertidumbre. El rango obtenido del parámetro N varía entre 2 y 14 días, con un valor medio de 5 días. Dicho valor coincide con el estimado en 100 cuencas hidrográficas distribuidas uniformemente por el Reino Unido (Institute of Hydrology, 1980).

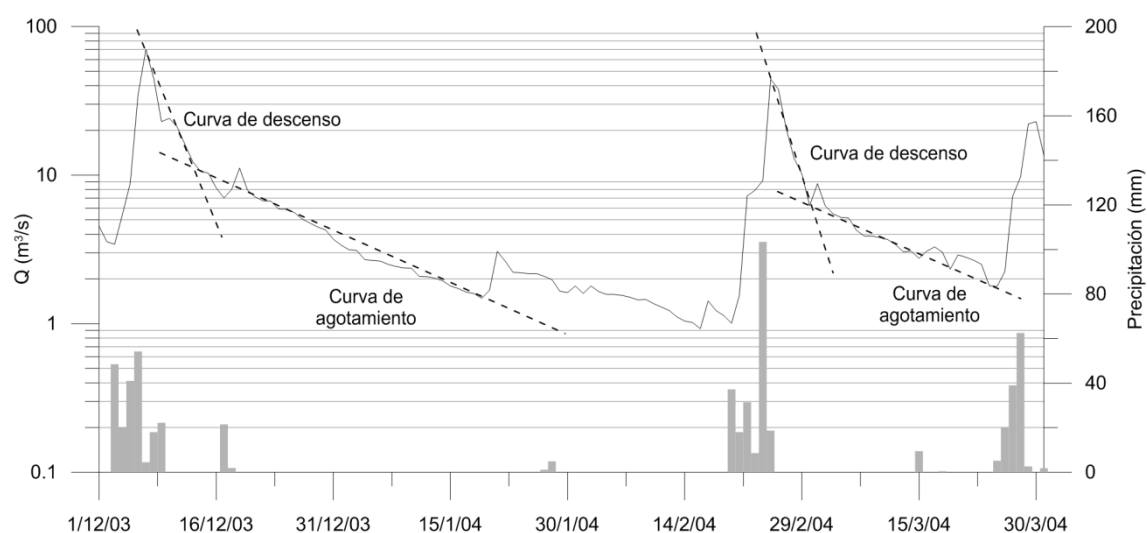


Figura 3.17. Curvas de descenso y agotamiento de los caudales de río Verde entre diciembre de 2003 y marzo de 2004

Por lo que respecta al método desarrollado por Lyne y Hollick (1979), la descomposición del hidrograma en dos componentes, superficial (*quickflow*) y subterránea (*baseflow*), está basada en el análisis del espectro de frecuencias de los caudales diarios:

$$Q(t) = Q_q(t) + Q_b(t)$$

Donde:

Q = escorrentía total

Q_q = escorrentía directa (*quickflow o direct runoff*)

Q_b = caudal base (*baseflow*)

t = paso de tiempo

La ecuación propuesta por Lyne y Hollick (1979) se define como:

$$Q_q(t) = a * Q_q(t-1) + \frac{(1+a)}{2} * (Q(t) - Q(t-1))$$

El método asume que la descarga subterránea que tiene lugar en la cuenca hidrográfica es proporcionalmente lineal al volumen de agua almacenado en las formaciones geológicas y que dicha descarga se ajusta a un modelo exponencial del tipo $Q(t) = Q_0 * e^{-at}$. La constante de recesión (a) se ha calculado a partir del método de la correlación lineal (Langbein, 1938; Eckhardt, 2008) y de la elaboración de la curva de recesión maestra (*master recession curve*). Por un lado, se han analizado individualmente varias curvas de agotamiento a partir de la regresión lineal entre los caudales del río en los tiempos t y t+1. La pendiente de la recta que pasa por el origen equivale a la constante de recesión (Fig. 3.18.A), con un valor de 0,9047. La gráfica de la figura 3.18.A se ha elaborado con los datos de 9 curvas de agotamiento. Se observa cómo el valor del coeficiente de determinación R² se encuentra próximo a 1 (0,9936), lo cual es coherente con el modelo exponencial negativo asumido durante los periodos de agotamiento. La duración de las curvas de agotamiento ha variado entre 10 y 51 días.

Por lo que respecta a la curva de recesión maestra, dicha metodología permite combinar cada curva de agotamiento en un solo gráfico a partir de un modelo exponencial simple. Para su elaboración se ha utilizado una macro en Microsoft Excel desarrollada por Posavec *et al.* (2006). La duración del agotamiento se ha supuesto superior a 5 días, dadas las estimaciones realizadas del parámetro N en el método del mínimo local. Cada una de las curvas se ordena en función del caudal inicial (de mayor a menor valor) y se relacionan con un tiempo relativo donde el inicio de cada segmento de agotamiento coincide con t = 0. La constante de recesión (a) estimada ha sido de 0,93; a partir de un coeficiente de agotamiento medio de $7,3 \cdot 10^{-2} \text{ días}^{-1}$, muy similar al obtenido en cada una de las 9 curvas de agotamiento analizadas de forma pormenorizada ($7,1 \cdot 10^{-2} \text{ días}^{-1}$).

La constante de recesión finalmente utilizada ha sido 0,9575, que corresponde al valor medio procedente del análisis de correlación lineal de las curvas de agotamiento con una duración superior a 40 días y la constante derivada de la curva de recesión maestra (MRC).

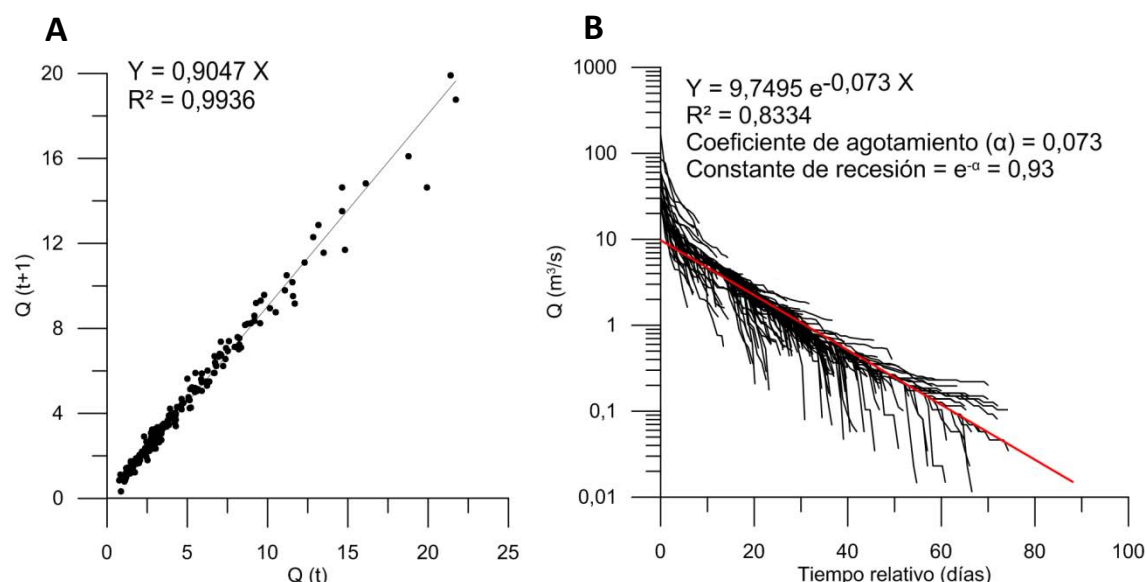


Figura 3.18. Aproximaciones metodológicas para la estimación de la constante de recesión (a) según el análisis de correlación lineal (A) y la curva de recesión maestra (B)

Con el objetivo de complementar el análisis de la componente subterránea de los caudales del río Verde se ha elaborado la curva de caudales clasificados (*flow duration curve*), que relaciona cada valor de caudal del río con el porcentaje de tiempo que dicho caudal es igualado o superado a lo largo de la serie de datos. Se trata de un método gráfico ampliamente utilizado para analizar la magnitud y frecuencia de los caudales (Searcy, 1959) a la hora de comprobar el grado de ajuste de modelos hidrológicos (Westerberg *et al.*, 2011; Stewart *et al.*, 2015). El porcentaje de caudal base con respecto a la escorrentía total (BFI, por sus siglas en inglés) se ha estimado a partir de la ecuación descrita por Smakhtin (2001):

$$BFI = 0,85 * Q_{90} / Q_{50} + 0,163; \text{ siendo } Q_{90} \text{ y } Q_{50} \text{ los percentiles 90 y 50 de la curva de caudales clasificados)}$$

En la figura 3.19 se presenta la curva de caudales clasificados para todo el periodo con datos de caudal diario del río Verde (A) y según los meses del año (B). La forma de dicha curva en sus tramos inicial y final proporciona información sobre el comportamiento hidrológico de la cuenca hidrográfica. El tramo inicial está relacionado con el tipo de régimen de crecidas (condiciones de aguas altas) mientras que los percentiles más elevados son indicativos de la capacidad de regulación de la cuenca en periodos de estiaje (condiciones de aguas bajas). Pendientes acusadas de la curva en su tramo inicial son características de crecidas generadas a partir de eventos intensos de precipitación, si bien podrían intervenir otros factores, tales como la densidad de vegetación, el desarrollo edáfico o la litología. La contribución de la escorrentía subterránea a las aportaciones totales del río Verde se pone de manifiesto en el tramo final de la curva, con valores de caudal iguales o superiores a $0,11 \text{ m}^3/\text{s}$ durante el 90% del tiempo (Fig. 3.19.A).

Se observa que la forma de la curva de caudales clasificados del río Verde es muy similar a la que resulta si se tienen en cuenta las aportaciones conjuntas del río Verde y del sistema de trasvases (línea discontinua). Por otro lado, la curva de los caudales clasificados de los trasvases (línea gris en figura 3.19.A) presenta una concavidad parecida a la del río Verde hasta el percentil 45, lo cual podría indicar que los mecanismos de generación de escorrentía en condiciones de

aguas altas en las cuencas hidrográficas de los ríos Verde, Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza están controlados por factores de índole similar. A partir de dicho percentil, la descarga subterránea procedente de los macizos carbonáticos de la Sierra de las Nieves y de Sierra Blanca (Fig. 3.15.A) es responsable del mantenimiento de caudales medios más elevados en el río Verde.

Es importante mencionar que las interpretaciones derivadas del análisis de la curva de caudales clasificados del conjunto de trasvases deben ser tomadas con cautela, dado que dichos caudales no son representativos del funcionamiento en régimen natural. Existen servidumbres de riego y regímenes de caudales ecológicos a satisfacer aguas abajo de las obras de regulación existentes en los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza. Por lo tanto, no todo el caudal que llega a los azudes de derivación es distribuido hacia la presa y registrado a la entrada de la misma.

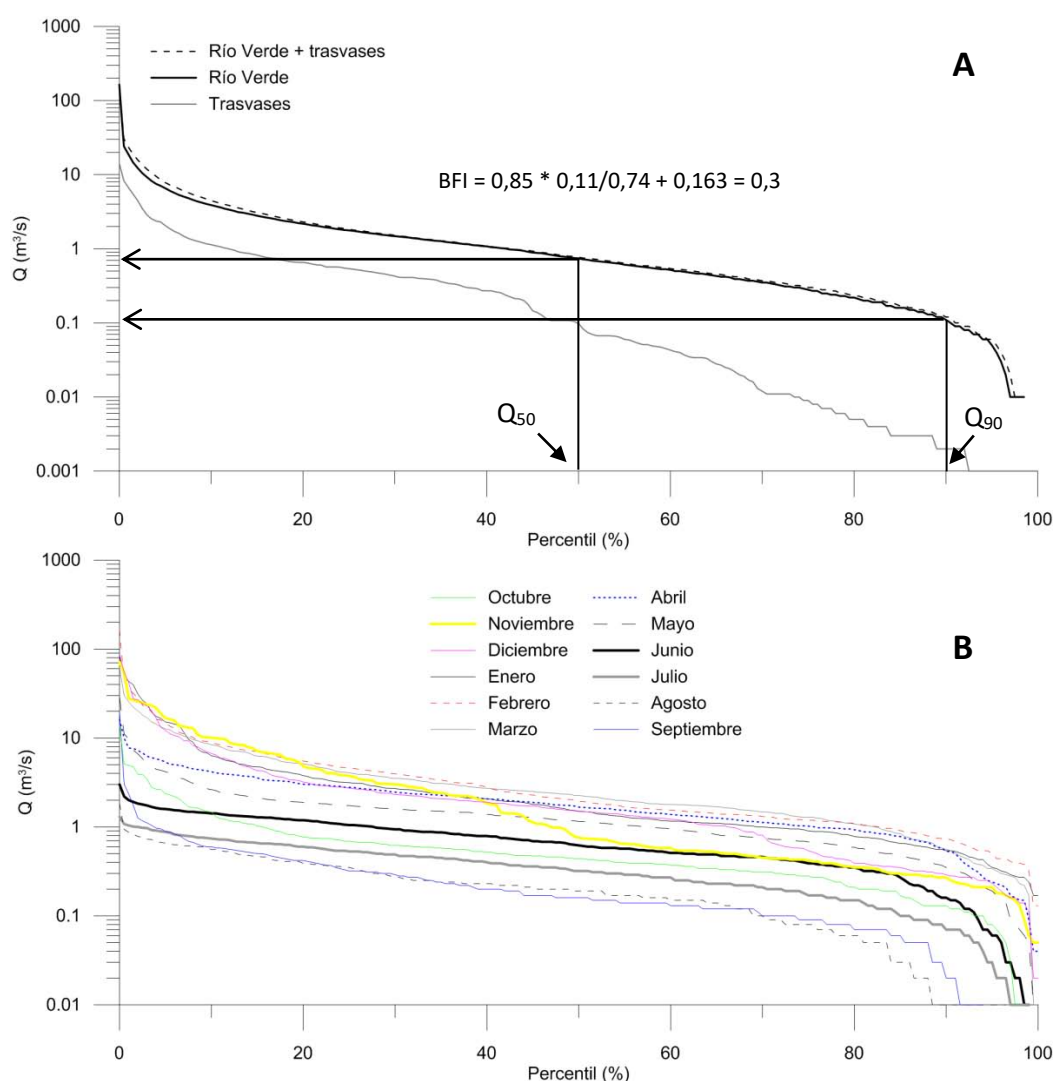


Figura 3.19. Curvas de caudales clasificados correspondientes al río Verde para todo el periodo con datos diarios disponibles (A) y desagregadas según los meses del año (B)

Las curvas mensuales de caudales clasificados presentan morfologías similares entre sí y parecidas con la curva del periodo completo (Fig. 3.19.B). La disposición de las diferentes curvas es coherente con las características de un río en condiciones de clima mediterráneo, cuyos

caudales están fuertemente influenciados por el régimen de precipitaciones, menores en los meses de verano. La capacidad de regulación de la cuenca hidrográfica del río Verde se deduce de las curvas de caudales clasificados correspondientes a los meses de mayo y diciembre. La diferencia existente en el primer tramo debido a las mayores precipitaciones del mes de diciembre se atenúa a medida que aumenta el valor del percentil. Los valores de la mediana (Q_{50}) y del percentil 90 en dichos meses son de 1,15 y 1,49 m^3/s (mayo) y 0,35 y 0,29 m^3/s (diciembre).

En la figura 3.20 se presenta la descomposición del hidrograma del río Verde para el periodo 1996 – 2008, a partir del método del mínimo local (Sloto y Crouse, 1996) y del análisis de frecuencias (Lyne y Hollick, 1979). Con el objetivo de obtener valores medios anuales de caudal base se ha utilizado la serie diaria de caudales del río Verde que tiene en cuenta las

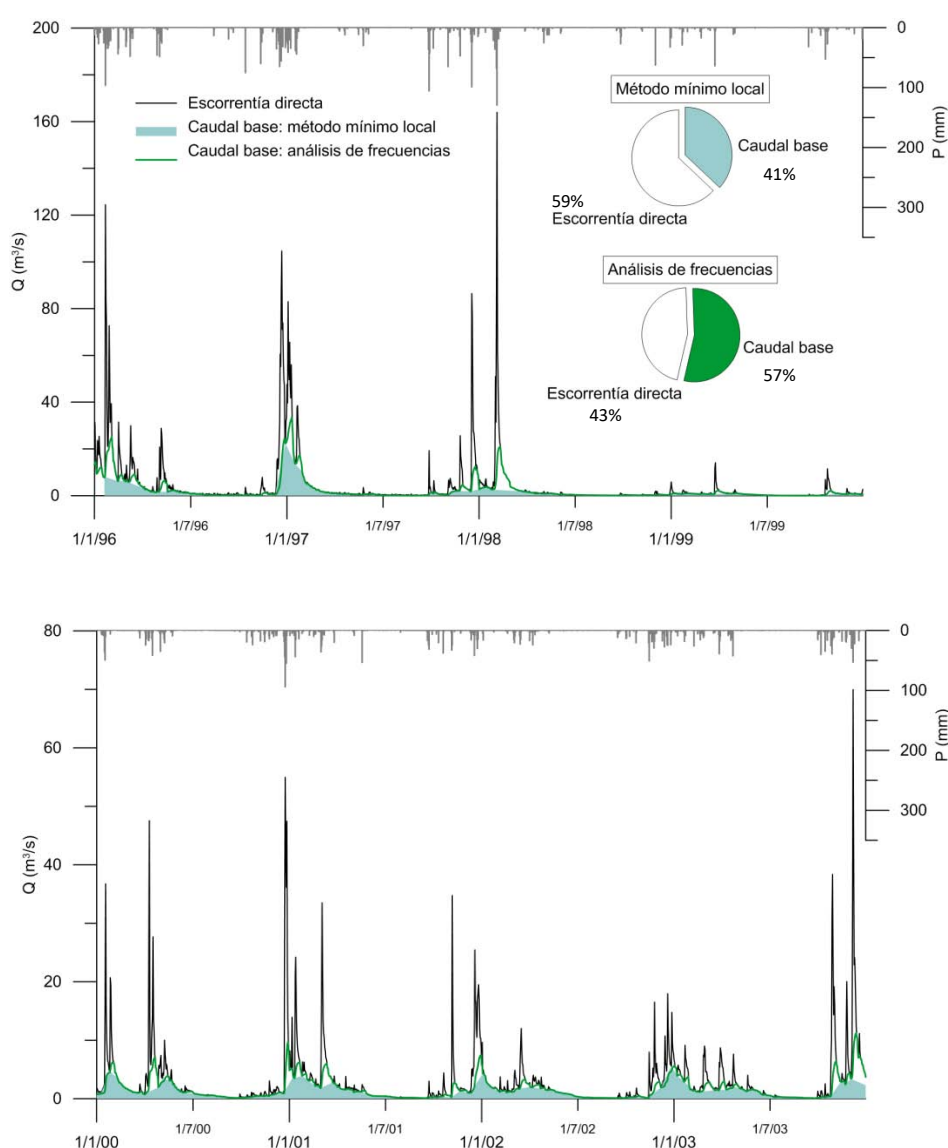


Figura 3.20. Descomposición de varios hidrogramas del río Verde a partir del método del mínimo local (Sloto y Crouse, 1996) y del análisis del espectro de frecuencias (Lyne y Hollick, 1979) en el periodo 1996 – 2008. El gráfico circular se refiere a las contribuciones medias de la escoorrentia superficial y subterránea para todo el periodo

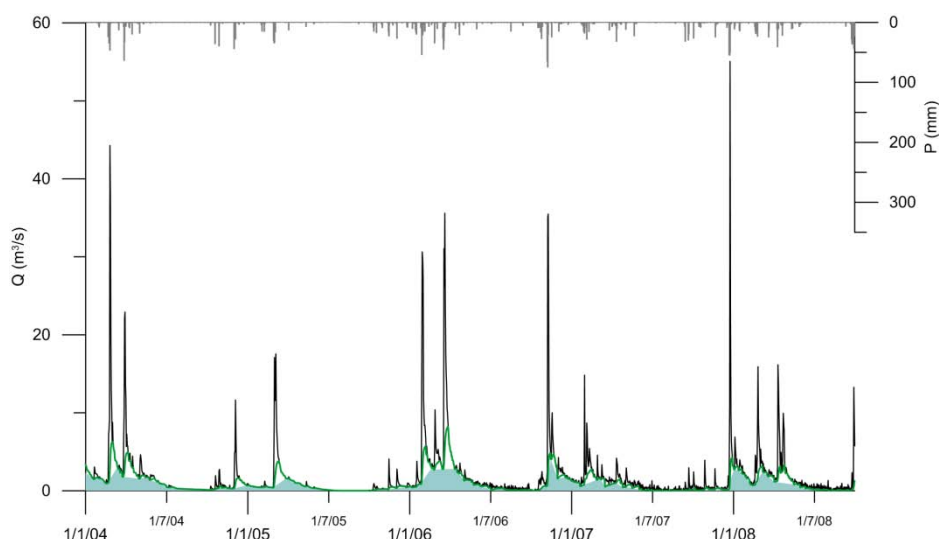


Figura 3.20. Descomposición de varios hidrogramas del río Verde a partir del método del mínimo local (Sloto y Crouse, 1996) y del análisis del espectro de frecuencias (Lyne y Hollick, 1979) en el periodo 1996 – 2008. Continuación de la figura anterior

aportaciones desde los azudes de derivación (río Verde + trasvases), dada la similitud existente entre la curva de caudales clasificados de esta última y la correspondiente al río Verde (Fig. 3.19.A). En la figura 3.20 se observa cómo el método del mínimo local permite obtener una descomposición del hidrograma que tiende a subestimar los caudales base con respecto a la metodología de análisis de frecuencias. Este último análisis muestra una evolución más realista y asume que en las crecidas sigue existiendo cierta componente subterránea, si bien es significativamente inferior que la aportación superficial. La serie de caudales base obtenida a partir del análisis de frecuencias se ajusta correctamente en los periodos de agotamiento, lo cual parece indicar que la estimación de la constante de recesión es satisfactoria. El porcentaje medio de caudal base (BFI) en los métodos del mínimo local y del análisis de frecuencias es de 41 y 57%, respectivamente, superior al 30% estimado a partir de la curva de caudales clasificados (Fig. 3.19.A).

En la figura 3.21 se presenta la evolución anual de los índices de caudal base (BFI) estimados por los diferentes métodos. Se incluye también el valor anual de la descarga subterránea del manantial del río Verde dividido por la aportación total recibida en el embalse de La Concepción. No se han incluido los caudales drenados por el manantial de Istán dada la escasa continuidad temporal de la serie de datos, que impide calcular un valor anual representativo. El valor medio del índice de caudal base calculado a partir de las aportaciones del manantial del río Verde coincide con el estimado mediante la curva de caudales clasificados (30%). Se observa que los métodos de descomposición del hidrograma proporcionan valores más elevados de caudal base que los aportados por el manantial del río Verde, dado que la componente subterránea calculada por dichos métodos incorpora también el flujo subsuperficial o hipodérmico. Si al porcentaje medio de BFI calculado a partir de los métodos del mínimo local (41%) y análisis de frecuencias (57%) se resta el caudal base estimado a partir de las aportaciones de manantial de río Verde (30%), se obtiene una aportación subterránea procedente de la capa de alteración (fundamentalmente de las peridotitas) del 11 y 27%. Estos valores pueden parecer *a priori* un tanto elevados, debido a que los afloramientos peridotíticos

se han considerado tradicionalmente como de baja permeabilidad. Gargini *et al.* (2014) estimaron un valor de recarga en el macizo peridotítico de Prinzera (región de los Apeninos, Italia) del 36% con respecto a la precipitación total (862 mm). Segadelli *et al.* (2016) llevaron a cabo una caracterización geológica, hidrogeológica, geomorfológica, hidroquímica e isotópica de dicho afloramiento y calcularon un caudal de base medio del 27%, a partir del control foronómico de 9 manantiales. Una vez analizada la información disponible se propone un rango medio anual que varía entre el 30 y el 60% de la escorrentía total, que incorporaría, además de la componente subterránea por descargas en manantiales, el flujo subsuperficial o hipodérmico asociado a los materiales de baja permeabilidad.

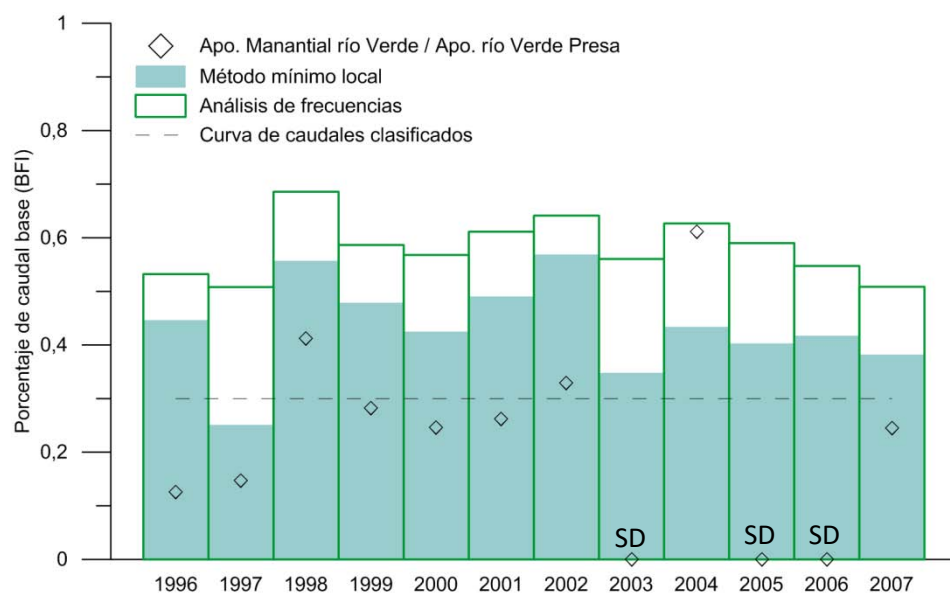


Figura 3.21. Evolución anual de los índices de caudal base (BFI). Nota: Apo = aportación, SD = sin dato

3.2.5 Modelos de simulación hidrológica utilizados

La selección del modelo hidrológico debe estar relacionada con el objetivo final de la investigación (análisis de inundaciones, evaluación de sequías, generación de series aplicadas a modelos de gestión conjunta, etc.) y la disponibilidad de datos.

A medida que se planteen problemas más complejos se necesitarán modelos más detallados para poder dar respuesta a dichos problemas. No obstante, es importante remarcar que el incremento en la complejidad del modelo lleva aparejado un aumento en la incertidumbre de las predicciones, debido a que existen parámetros que no se pueden medir directamente en campo y deben ser estimados a partir de características físicas de la cuenca hidrográfica (usos del suelo, tipos de suelo, litologías, pendiente, etc.).

En la presente Tesis Doctoral se han empleado modelos de tipo agregado (IHACRES, GR4J, GR2M, Sacramento, HBV), semi-distribuido (HEC-SMA) y distribuido (SIMPA). Estos modelos se describen con mayor detalle en el siguiente apartado.

- HEC-SMA

El modelo SMA (Bennett, 1998) representa la cuenca hidrográfica mediante un conjunto de capas o depósitos interconectados entre sí. En la figura 3.22 se observan las conexiones o flujos de agua existentes entre los distintos compartimentos.

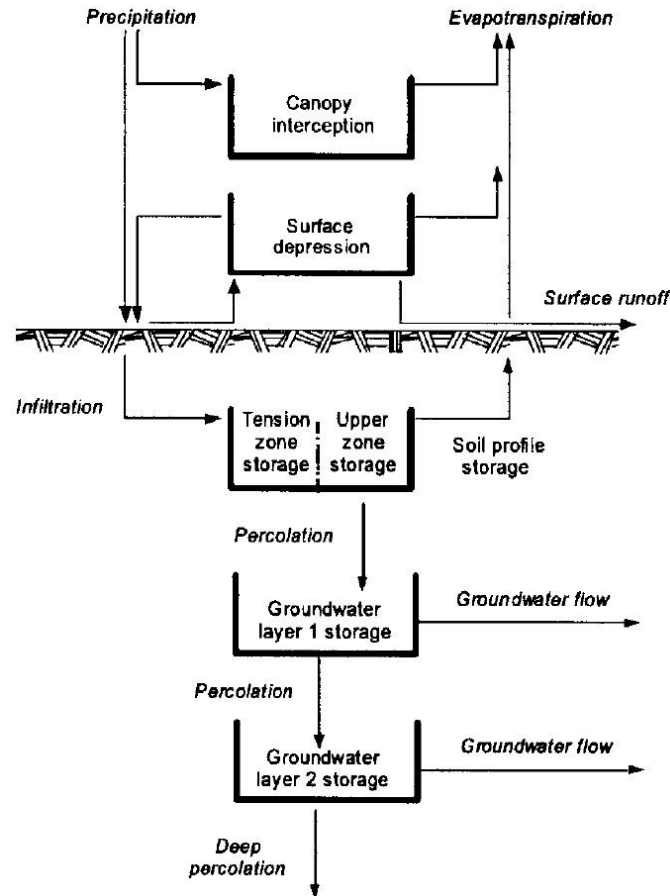


Figura 3.22. Esquema conceptual del modelo SMA

El primer depósito de almacenamiento (*Canopy interception*) representa la fracción de la precipitación que es interceptada por la vegetación y no llega a alcanzar la superficie del terreno. El siguiente depósito (*Surface depression*) representa el almacenamiento de agua en la superficie del terreno, en pequeñas depresiones.

Una vez satisfechas las necesidades hídricas de cada uno de estos depósitos, el agua no retenida se infiltra hasta alcanzar el suelo (*Soil profile storage*). Dicho suelo está dividido en dos zonas: la zona superior (*Upper zone storage*), constituida por la fracción de agua almacenada que puede volver a la atmósfera por evapotranspiración o percolar hacia el siguiente depósito, y el agua contenida en la zona de tensión (*Tension zone storage*), que únicamente puede sufrir evapotranspiración. Esta diferenciación se fundamenta en la existencia de dos tipos de agua en el suelo, gravitacional y capilar, que presentan distinto comportamiento hidrológico.

Los dos depósitos subterráneos de almacenamiento de agua se pueden reducir a uno solo o a ninguno según las características de la zona de estudio y según la disponibilidad de información. Ambos depósitos sirven para representar el flujo hipodérmico y el caudal base.

La recarga profunda o *deep percolation* constituye una pérdida de agua del sistema, que no aflora a la superficie aguas arriba del punto de desagüe de la cuenca.

- Modelos “Génie Rural” (GR)

Los modelos GR son un grupo de modelos de precipitación-escorrentía desarrollados en el Centro de Investigación en Hidrología del Cemagref d’Antony (Francia), que se caracterizan por utilizar un número reducido de parámetros.

Desde el año 1983, los modelos GR han evolucionado y se han ajustado a distintos pasos de tiempo (anual, mensual y diario), con las versiones GR1A (Mouelhi, 2003), GR2M (Mouelhi *et al.*, 2006) y GR4J (Perrin, 2001; Perrin *et al.*, 2003), entre otras. El número del acrónimo se refiere a la cantidad de parámetros y la última letra a la unidad de tiempo (A = anual, M = mensual, J = diario).

- GR2M

En la modelización hidrológica de la cuenca del río Verde se ha empleado el modelo GR2M (Mouelhi *et al.*, 2006), con el objetivo de comparar su eficiencia frente al resto de modelos de mayor complejidad. GR2M es un modelo de tipo agregado que transforma la señal de entrada (precipitación y evapotranspiración potencial) en escorrentía, mediante la aplicación de dos funciones: una de producción (parámetro X_1) y otra de transferencia (parámetro X_2). En la figura 3.23 se muestra la estructura del modelo.

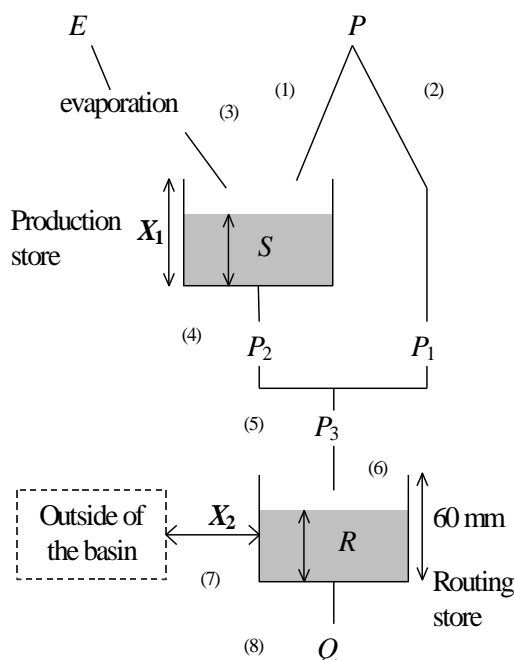


Figura 3.23. Esquema conceptual del modelo hidrológico GR2M. Tomado de Mouelhi *et al.* (2006). Nota: X_1 = máxima capacidad de almacenamiento edáfico (mm), X_2 = coeficiente de intercambio con aguas subterráneas (mm)

De acuerdo con el esquema conceptual, una parte de la precipitación se almacena en el suelo (*production store*) y otra (P_1) se dirige directamente al compartimento de agua gravitacional (R). Antes de que exista transferencia entre ambos compartimentos una fracción del agua almacenada en el suelo se evapotranspira. La finalmente almacenada en el reservorio de agua gravitacional se vacía en función de una ecuación cuadrática y da lugar al caudal a la salida de la cuenca (Q).

Para más información se puede consultar el artículo de Mouelhi *et al.* (2006), que presenta una descripción pormenorizada de la formulación matemática.

- GR4J

Se trata de un modelo continuo a escala diaria y agregado (Fig. 3.24), formado por 4 parámetros (Edijatno, 1991). Tiene una estructura muy similar a la de otros modelos conceptuales basados en el almacenamiento de agua en distintos compartimentos o depósitos (Perrin *et al.*, 2003). Fue desarrollado a partir de una aproximación empírica en 121 cuencas y aplicado satisfactoriamente bajo condiciones climáticas diversas. Los datos de entrada son precipitación (P) y evapotranspiración potencial (E). El modelo ha sido utilizado en más de 1000 cuencas en todo el mundo y comparado con otros modelos en numerosas publicaciones con resultados satisfactorios (Servat y Dezetter, 1991, 1992, 1993; Edijatno *et al.*, 1999; Perrin y Littlewood, 2000; Perrin, 2001; Oudin *et al.*, 2005; Rojas-Serna, 2005).

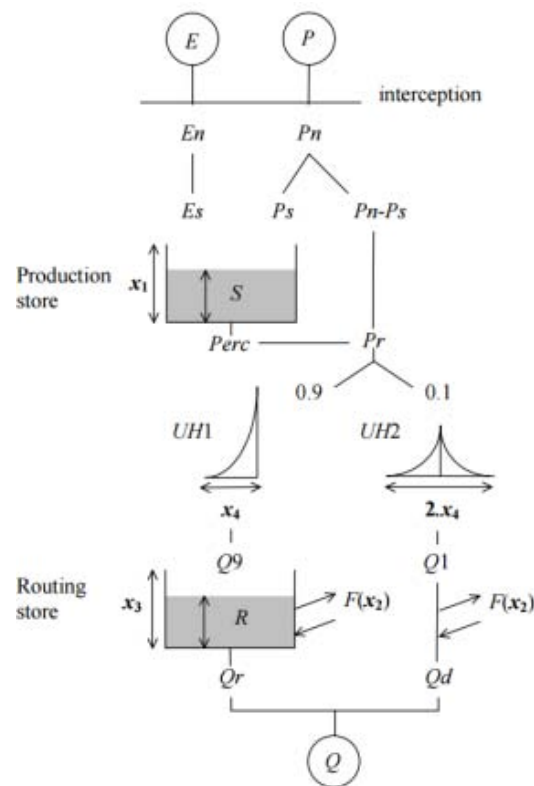


Figura 3.24. Esquema conceptual del modelo GR4J. Tomado de Perrin *et al.* (2003). Nota: X_1 = máxima capacidad de almacenamiento edáfico (mm), X_2 = coeficiente de intercambio con aguas subterráneas (mm), X_3 = máxima capacidad de almacenamiento en el depósito de transferencia (mm), X_4 = tiempo de base del hidrograma unitario (días)

Al igual que el modelo GR2M, GR4J consta de dos módulos, uno de producción (*production store*) y otro de transferencia (*routing store*). El módulo de producción está basado en un elemento de intercepción (*interception*), en el cual la lluvia caída se evapotranspira directamente, y un depósito de almacenamiento edáfico (parámetro X1) que determina la parte de la precipitación que se convierte en lluvia útil y el volumen de agua que se evapotranspira. La función de transferencia está formada por una tasa de percolación desde el almacenamiento edáfico (Perc), un parámetro constante aplicado a la lluvia útil que la transforma en una componente de flujo directo (10%) e indirecto (90%), dos hidrogramas unitarios caracterizados por el parámetro X4, un depósito de transferencia no lineal (parámetro X3) conectado con el flujo indirecto y un coeficiente de intercambio que permite simular la interrelación con las aguas subterráneas (parámetro X2). Perrin *et al.* (2003) realizaron una descripción más detallada de la formulación matemática.

Perrin y Littlewood (2000) llevaron a cabo un análisis comparativo entre los modelos GR4J e IHACRES (Jakeman y Hornberger, 1993) en 4 cuencas situadas en Orgeval (Francia). En general, GR4J presentó mejores resultados (mayores valores del coeficiente de Nash-Sutcliffe) durante los periodos de calibración y validación mientras que IHACRES mostró menores desviaciones con respecto al valor medio observado. Ambos modelos presentaron mayores rendimientos cuando los datos de entrada relativos a la precipitación fueron estimados a partir de un número suficiente de estaciones pluviométricas.

- Sacramento Soil Moisture Accounting Model (SAC-SMA)

El modelo SAC-SMA (Burnash *et al.*, 1973) fue desarrollado por Robert Burnash y Larry Ferral en Estados Unidos (USA). Se trata de un modelo que representa las distintas fases del ciclo hidrológico mediante la subdivisión del sistema físico en diferentes compartimentos.

En la actualidad, se utiliza en planificación hidrológica una versión modificada del modelo (SSMA-2) llevada a cabo por la empresa Intecsa-Inarsa. Dicha versión se ha empleado en los planes hidrológicos de las cuencas intercomunitarias de los ríos Ebro, Guadalquivir, Tajo y Duero y en las intracomunitarias de Cataluña y Andalucía.

La estructura del modelo divide el sistema físico en dos grandes zonas, una superior y otra inferior (Fig. 3.25). La zona superior (*Upper Zone*) está constituida por 2 compartimentos (*Tension* y *Free*) que representan el agua disponible que está sujeta o no a evapotranspiración. Los parámetros que caracterizan dicha zona son responsables de la magnitud y frecuencia de los eventos de escorrentía superficial (*Surface Runoff* e *Interflow*). Por otro lado, los parámetros que definen la capa inferior (*Lower Zone*) controlan la pendiente de la curva de recesión del hidrograma y la cantidad de agua destinada a mantener el caudal de base del cauce principal.

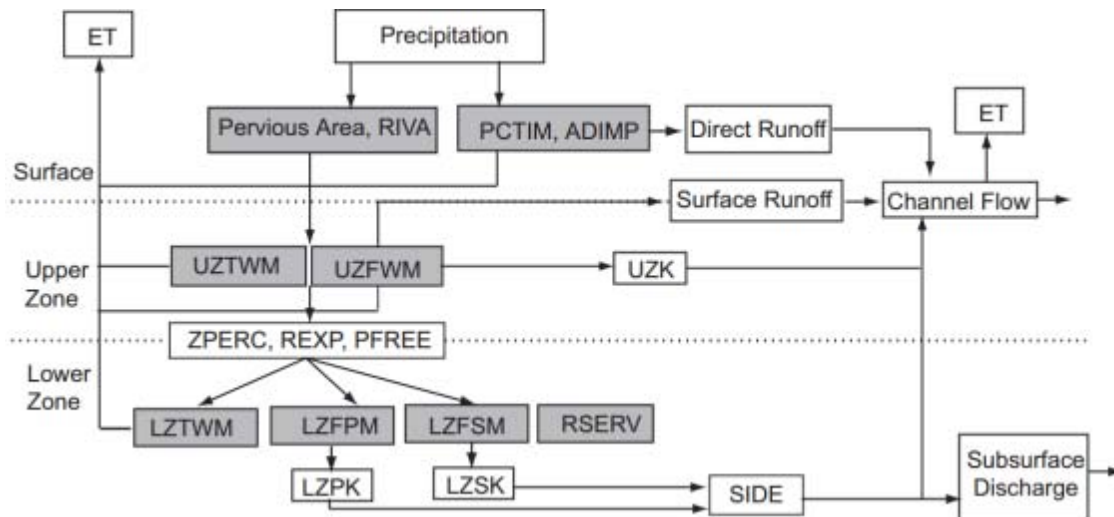


Figura 3.25. Esquema conceptual del modelo Sacramento. Tomado de Tang et al. (2007)

- Modelo HBV (*Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning*)

El modelo hidrológico HBV (Seibert, 1999) es un modelo conceptual y agregado ampliamente utilizado en previsiones hidrológicas y en estudios de balance hídrico, que ha sido aplicado en más de 30 países. Pertenece a la clase de modelos que tratan de abarcar los procesos hidrológicos más importantes en la generación de escorrentía, mediante una estructura simple y robusta y el uso de un número no muy elevado de parámetros. Fue inicialmente desarrollado por el Instituto Meteorológico e Hidrológico Sueco (IMHS) para predecir la escorrentía disponible en centrales hidroeléctricas, pero el alcance de sus aplicaciones se ha incrementado de forma progresiva.

La versión utilizada del modelo HBV (Seibert y Vis, 2012) incluye un módulo que procesa los datos de precipitación como lluvia o nieve en función de la temperatura para cada paso de tiempo. En la zona de estudio, la contribución a la escorrentía superficial debida a la fusión de nieve es irrelevante. La lluvia es procesada en el módulo de humedad del suelo donde se evalúa la precipitación efectiva que contribuye a la escorrentía superficial (Fig. 3.26).

La parte restante de la precipitación contribuye a la humedad almacenada en el suelo, que a su vez puede evaporarse cuando el contenido de agua existente en el subsuelo sea lo suficientemente grande. El volumen de agua que no ha contribuido a la formación de escorrentía y no se ha evapotranspirado circula hacia las celdas subsuperficial (infiltración) y subterránea (percolación). La salida principal del modelo es la escorrentía total (Q_T) en el punto de desagüe de la cuenca, que consta de tres componentes: escorrentía directa o superficial (Q_s), interflujo o flujo hipodérmico (Q_0 y Q_1) y caudal base (Q_2).

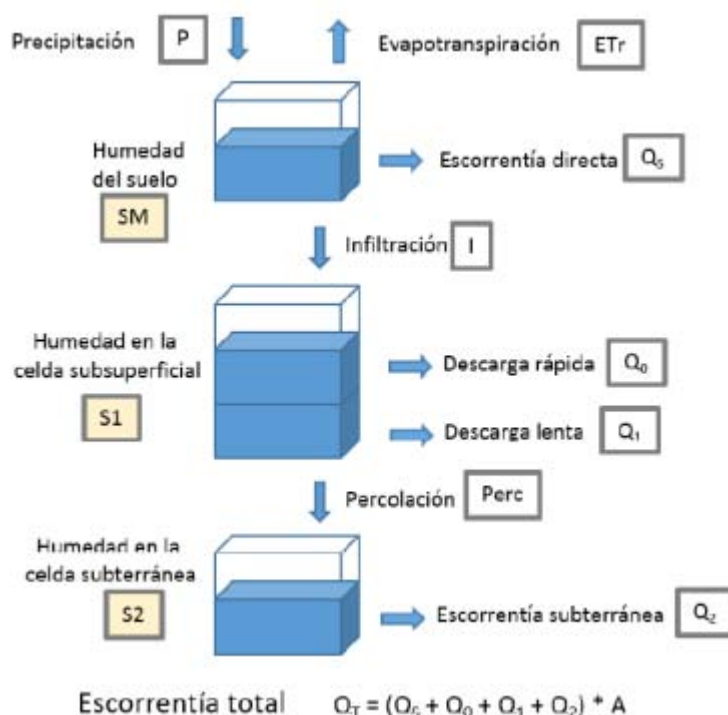


Figura 3.26. Esquema conceptual del modelo HBV. Tomado de Paredes-Arquiola et al. (2012)

- IHACRES

El modelo IHACRES (Jakeman y Hornberger, 1993) es paramétricamente eficiente (6-8 parámetros) y ha sido aplicado con éxito en un gran número de cuencas y contextos climáticos. Fue diseñado inicialmente para trabajar en climas templados, si bien Hansen *et al.* (1996) y Ye *et al.* (1997) adaptaron su estructura con el fin de mejorar su aplicabilidad en climas áridos (cauces efímeros o semipermanentes).

En el estudio de la cuenca hidrográfica del río Verde se ha aplicado la versión clásica del modelo (Jakeman y Hornberger, 1993), la cual incluye un índice de humedad antecedente (s_k) que regula la cantidad de lluvia útil generada. Los datos de entrada son precipitación (r_k) y evapotranspiración potencial o temperatura (t_k).

El modelo está formado por dos módulos, uno (no lineal) ligado a los procesos de pérdida por evapotranspiración y almacenamiento en el suelo, que convierte la precipitación en lluvia útil (parámetros τ_w , f y C), y otro (lineal) que transforma dicha lluvia útil en escorrentía superficial mediante dos hidrogramaunitarios (Fig. 3.27), responsables de la respuesta rápida y lenta de la cuenca (parámetros α y β). El parámetro τ_w corresponde a la tasa de decrecimiento del índice de humedad antecedente (s_k) en ausencia de precipitación. Cuencas con mayores valores de τ_w dependen en mayor grado de las condiciones de humedad previas a la precipitación.

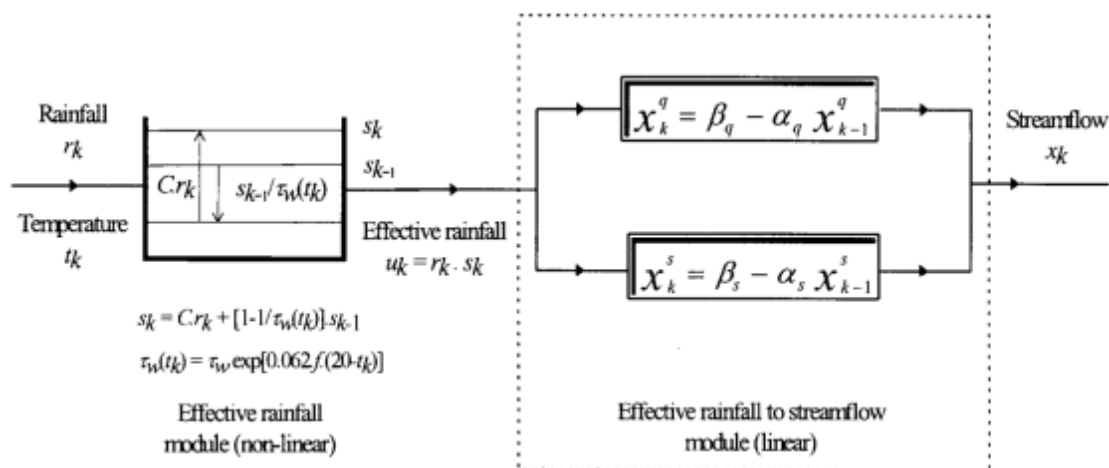


Figura 3.27. Esquema conceptual del modelo IHACRES. Tomado de Perrin y Littlewood (2000). Nota: t_w = constante de vaciado edáfico, f = factor de modulación térmica, C = término de balance de masas

Jakeman y Hornberger (1993) concluyeron que modelos basados en estructuras complejas no suelen mejorar significativamente el grado de ajuste entre los caudales simulados y observados. El modelo IHACRES fue utilizado por Littlewood *et al.* (2003) y forma parte de las herramientas empleadas en la Iniciativa para la Predicción en Cuencas no Aforadas (PUB, por sus siglas en inglés) de la Asociación Internacional de Ciencias Hidrológicas.

- SIMPA

El modelo hidrológico SIMPA es de tipo distribuido y simula caudales medios mensuales en régimen natural en cualquier punto (píxeles de 1 km^2) de la red hidrográfica del territorio nacional (Estrela y Quintas, 1996; Ruiz, 1998). Dicho modelo tiene en cuenta los principales procesos que ocurren en las diferentes fases del ciclo hidrológico y aplica el principio de continuidad y las leyes de reparto y transferencia entre los distintos almacenamientos hídricos. A partir de los datos de entrada, tales como mapas de precipitación y evapotranspiración potencial y de diferentes parámetros hidrológicos, el modelo genera otros mapas relacionados con las distintas componentes del ciclo hidrológico (evapotranspiración real, infiltración, escurrimiento total, etc.). El fundamento matemático que regula el intercambio de recursos entre dichos compartimentos está basado en el método hidrometeorológico de Témez (Témez, 1977). El periodo de simulación de la primera versión del modelo comprendía 65 años (1940/41 - 2005/06). Dicho periodo se amplió hasta el año 2011/12 aunque el número de estaciones pluviométricas y termométricas utilizadas en la simulación fue menor que en la primera versión del modelo.

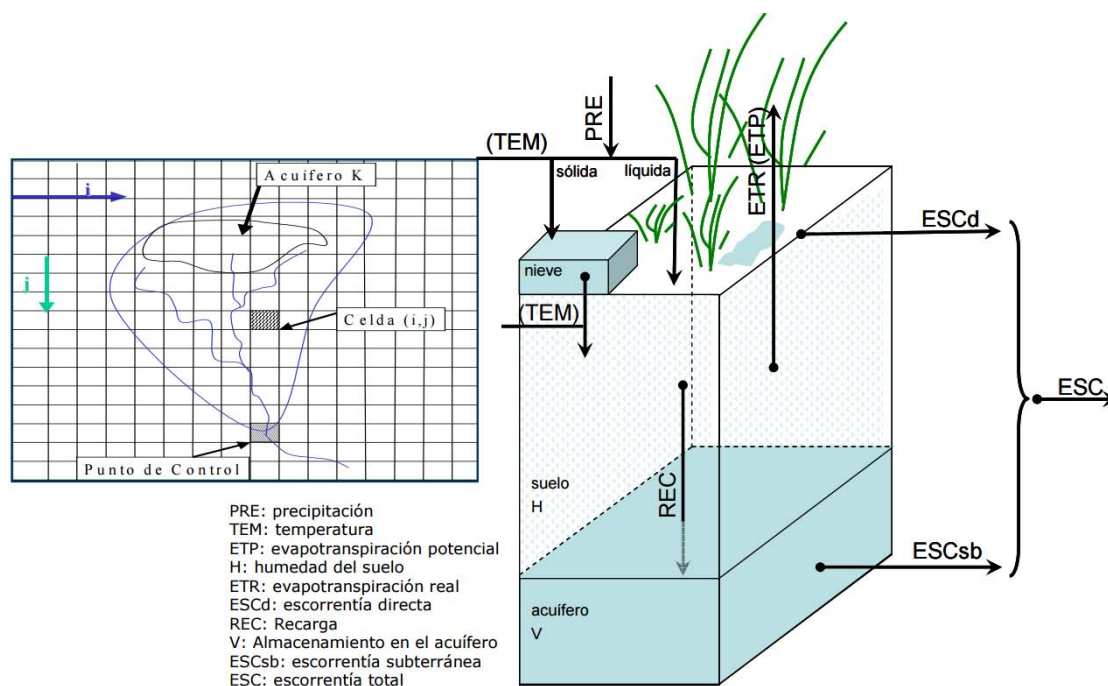


Figura 3.28. Diagrama conceptual del modelo hidrológico distribuido SIMPA (Ruiz – García, 1999)

Los mapas de precipitación, al igual que los de evapotranspiración potencial (ETP), se obtienen a partir de la interpolación de los datos registrados en las estaciones mediante el método del inverso de la distancia al cuadrado. Dicho método utiliza los datos de más de 5000 estaciones meteorológicas activas a escala nacional. A pesar del elevado número de estaciones, la estimación de la distribución espacial de la precipitación se ve dificultada por la existencia de estaciones con registros incompletos o con grandes lagunas de datos, sobre todo en los primeros años de la serie. En estos casos, el modelo realiza una regresión doble con el objetivo de completar los años sin información a partir de los datos de las estaciones más próximas. Por lo que respecta a la evapotranspiración potencial, su estimación se realiza mediante una combinación de los métodos de Thornthwaite y Penman-Monteith. El mapa final de ETP se multiplica por un coeficiente que evalúa el efecto de la vegetación, en particular de su grado de cobertura. Dicho coeficiente se obtiene a partir del mapa de usos del suelo del proyecto Corine Land Cover y varía entre un 80% para espacios con poca vegetación y un 98% en áreas con bosques de frondosas y coníferas.

La calibración en origen del modelo consistió en el ajuste de los mapas de los diferentes parámetros hidrológicos, tales como la capacidad máxima de almacenamiento en el suelo, la capacidad máxima de infiltración y los coeficientes de agotamiento de los acuíferos. Los mapas se estimaron de forma distribuida a partir de características físicas de las cuencas hidrográficas y los acuíferos (usos del suelo, litología, etc.) y se suponen constantes durante todo el periodo de simulación. El proceso de calibración se llevó a cabo en un total de 100 estaciones de aforo.

3.2.5.1 Software empleado

Los programas informáticos utilizados para la modelización hidrológica de la cuenca del río Verde han variado en función del modelo. En el caso de los modelos de tipo agregado IHACRES, GR4J y Sacramento se ha utilizado el programa R (Ihaka y Gentleman, 1996; R Core Team, 2010), la interfaz RStudio (versión 0.99.484) y los paquetes informáticos hydromad (Andrews *et al.*, 2011) y hydroGOF (Zambrano, 2014). Estos últimos se han usado en la modelización hidrológica y en el cálculo de índices estadísticos, respectivamente.

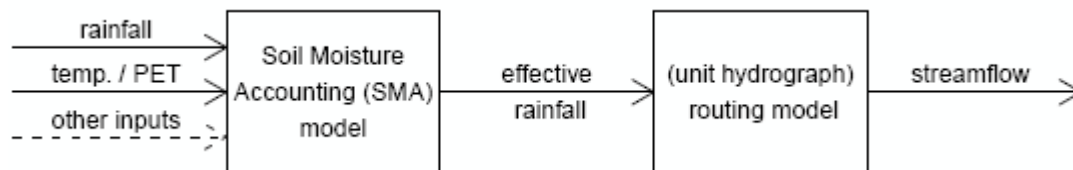


Figura 3.29. Esquema conceptual de los modelos utilizados en hydromad (IHACRES, GR4J y Sacramento). Tomado de Andrews *et al.* (2011)

El modelo semi-distribuido HEC-SMA (Bennett, 1998) se ha implementado en el programa HEC-HMS versión 4.0. Por último, para la modelización hidrológica de tipo agregado en HBV se ha empleado el software HBV Light (Seibert y Vis, 2012), respectivamente.

La simulación, calibración y validación del modelo GR2M se realizó en una macro de Excel (versión 1, octubre 2006) de libre acceso facilitada por el Centro de Investigación en Hidrología del Cemagref d'Antony (Francia).

3.2.5.2 Resultados de la simulación hidrológica

El proceso de simulación hidrológica ha constado de tres etapas principales: estimación de los parámetros hidrológicos, calibración y validación del modelo. En la modelización hidrológica de la cuenca hidrográfica del río Verde se han utilizado los periodos 1992-2001 y 2002-2012 para las fases de calibración y validación, respectivamente. La elección de los periodos ha estado condicionada por la disponibilidad de datos diarios de caudal únicamente atribuibles a la cuenca del río Verde y por la calidad de la serie de caudales observados. El paso de tiempo de las series de aportaciones a incorporar en el modelo AQUATOOL es mensual; por tanto, se ha primado que la bondad del ajuste sea satisfactoria a dicho paso de tiempo. En la figura 3.30 se presentan las características climáticas de los años considerados para la calibración y validación de los modelos hidrológicos. Se observa que ambos periodos están formados por un número similar de años secos, húmedos, fríos y cálidos, por lo que serían representativos de las condiciones climáticas del área de estudio.

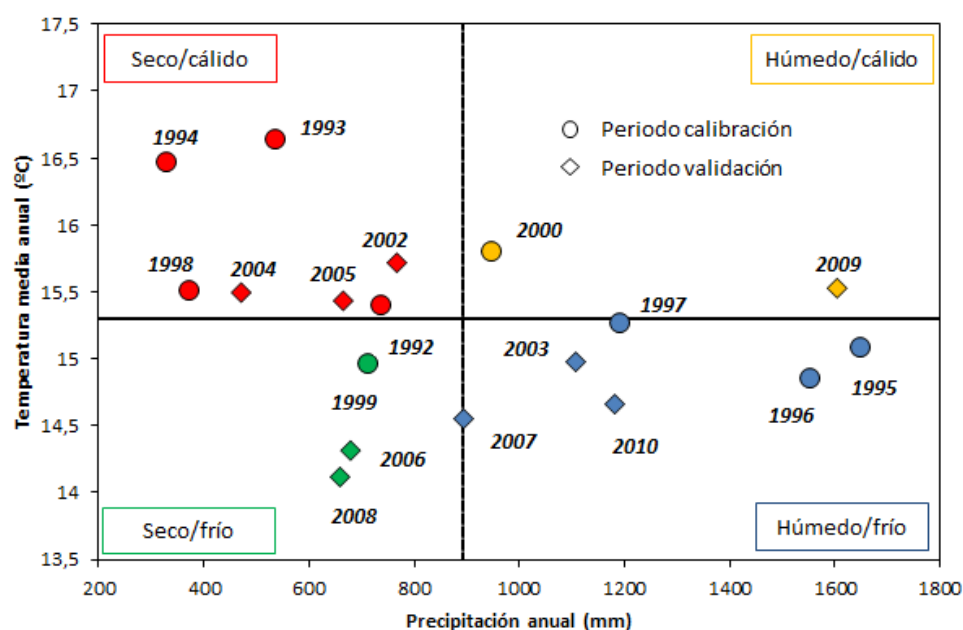


Figura 3.30. Caracterización climática de los años utilizados en los periodos de calibración y validación

En los modelos hidrológicos de tipo agregado los parámetros se han obtenido durante el proceso de calibración a partir de un rango inicial de valores. La optimización del conjunto de parámetros se ha realizado manualmente en el modelo HBV Light y de forma automática en los modelos GR2M, GR4J, IHACRES y Sacramento. El proceso de optimización en los tres últimos se ha implementado en R (extensión *hydromad*). En relación con el modelo SIMPA, no es posible calibrar los parámetros ya que proporciona directamente las aportaciones totales a la salida de la cuenca.

En el caso del modelo hidrológico semidistribuido HEC-SMA se ha utilizado la herramienta HEC-GeoHMS (Fleming *et al.*, 2009) con objeto de dividir la cuenca hidrográfica principal en 6 subcuencas que permitan la regionalización de los parámetros del modelo. En la figura 3.31 se presenta dicha subdivisión y los principales elementos del programa HEC-HMS, tales como los cauces de mayor longitud (*longest flow path*), las confluencias entre subcuencas (*junctions*), los tramos de río (*river reaches*) y el punto de desagüe de la cuenca principal (*outlet*). La estimación de los parámetros del modelo se ha realizado a partir de diferentes características físicas de la cuenca, tales como la litología o los usos del suelo (Fig. 3.31). Las peridotitas tienen una superficie de afloramiento mayor que el resto de litologías y representan el 50% del área total. El 30 y 20% restantes corresponden a materiales carbonáticos y metapelíticos, respectivamente. Por tanto, la cuenca hidrográfica del río Verde está formada en un 70% por materiales de baja permeabilidad, lo que determina en gran medida su respuesta hidrológica a las precipitaciones. En este sentido, podría asumirse que los parámetros característicos de la respuesta rápida de la cuenca del río Verde serían aplicables en cuencas no aforadas donde predominen litologías y usos del suelo similares.

3. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

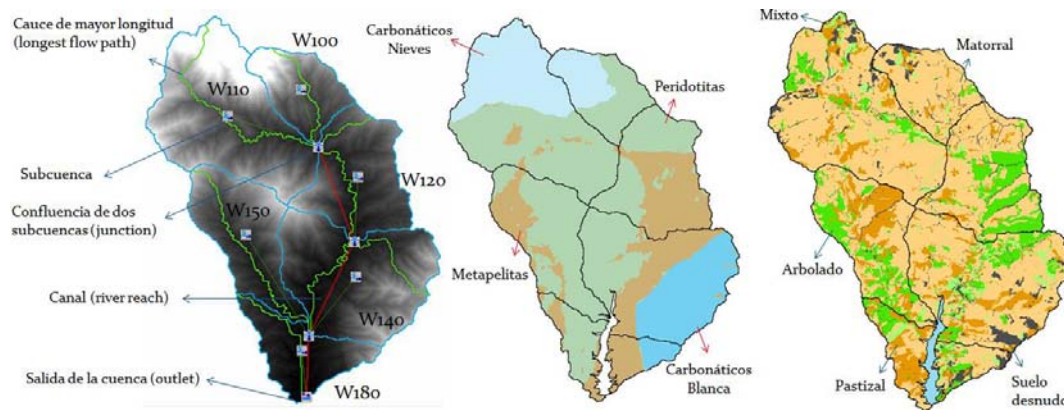


Figura 3.31. Configuración de la cuenca hidrográfica del río Verde en el programa Hec-GeoHMS y distribución espacial de los principales tipos de litologías y usos del suelo

Los parámetros que definen los modelos de simulación hidrológica pueden tener un significado físico o no (Bennett, 1998; Seibert y Vis, 2012). A este respecto, se recomienda utilizar durante la fase de calibración un rango de valores iniciales más amplio del esperado para los parámetros que caracterizan el flujo del agua desde el perfil edáfico hasta los depósitos de agua subterránea o acuíferos. Además, es habitual que existan parámetros que no tienen una correlación directa con variable alguna del medio físico, por lo que su estimación sólo podrá realizarse durante el proceso de ajuste de los caudales simulados.

A continuación se describe de manera más pormenorizada la metodología aplicada para obtener los diferentes parámetros del HEC-SMA, el único modelo aplicado de tipo semi-distribuido.

El procedimiento de cálculo del caudal a la salida de la cuenca a partir del modelo HEC-SMA se resume en la figura 3.32. Los parámetros de intercepción por la vegetación y de almacenamiento de agua en la superficie y en el suelo se han estimado a partir de la metodología utilizada por García *et al.* (2008), que relaciona diferentes características físicas de la cuenca hidrográfica (usos del suelo, tipo de suelo, pendiente, etc.) con dichos parámetros. Los usos del suelo se han extraído del Sistema de Información sobre Ocupación del Suelo en España (año 2011), a partir de la agrupación de dichos usos en 4 grandes grupos: arbolado, matorral, pastizal y mixto. El almacenamiento de agua en depresiones del terreno se ha calculado a partir del modelo digital de elevaciones de 5x5 m de tamaño de píxel. Por lo que respecta al tipo de suelo (arenoso, arcilloso, franco-arenoso, etc.), Rodríguez (2008) llevó a cabo un estudio de inferencia espacial de las propiedades físico – químicas e hidráulicas de los suelos de Andalucía. En el marco de dicho estudio se generaron diferentes capas ráster de 100x100 m de resolución con información relativa a los tipos de suelo según la clasificación del USDA (*United States Department of Agriculture*), el contenido medio en arena, limo y arcilla y la profundidad del suelo hasta la roca madre, entre otras. En cada subcuenca hidrográfica se ha calculado el área ocupada por cada tipo de suelo, que se ha utilizado para estimar los valores iniciales de almacenamiento de agua en el perfil edáfico (*maximum soil storage* y *tension soil storage*) y las tasas de infiltración en el suelo (García *et al.*, 2008). La determinación de la componente subterránea y superficial del caudal del río Verde se ha basado en el modelo de depósitos lineales (*linear reservoir model*) y en el hidrograma unitario de Clark, respectivamente (Scharffenberg, 2015). El uso del modelo de depósitos lineales precisa datos sobre el

comportamiento del caudal base. A este respecto, se ha utilizado la información presentada en el apartado 3.2.4. Para el cálculo del hidrograma de Clark se ha estimado el tiempo de concentración en cada una de las subcuencas hidrográficas a partir de la fórmula propuesta por el antiguo Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (MOPU, 1990).

$$T_c = 0,3 (L/S^{0,25})^{0,76}$$

Donde:

T_c = tiempo de concentración (horas)

L = longitud del tramo de río más largo (km)

S = pendiente (% en tanto por uno)

El programa HEC-HMS también permite simular el comportamiento del agua a través del cauce del río. Dicho flujo se ha estimado a partir de la teoría de la onda cinemática (*kinematic wave approach*), si bien es cierto que en simulaciones continuas a escala diaria apenas influye en los resultados del modelo. La precipitación areal se ha calculado mediante el método de los polígonos de Thiessen.

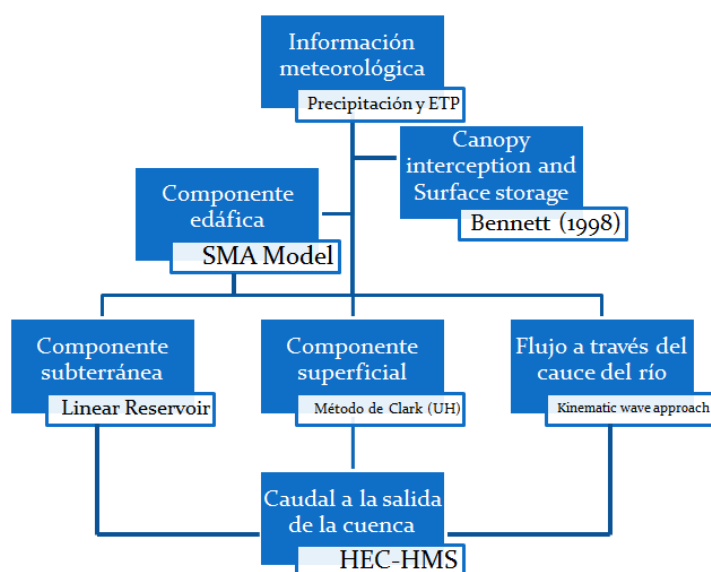


Figura 3.32. Procedimiento metodológico para la estimación de caudales con el software HEC-HMS

En la figura 3.33 se presenta el caudal simulado por el software HEC-HMS con los parámetros regionalizados iniciales y después de llevar a cabo una calibración manual de los mismos. Dicha calibración ha tendido a homogeneizar los valores de los parámetros en todas las subcuencas, debido a que el valor de caudal a la salida de la cuenca es representativo de un funcionamiento hidrológico promedio. Aun así, se han mantenido los valores iniciales estimados de la capacidad de infiltración del suelo (*maximum infiltration rate*) y de la tasa de percolación hacia los depósitos subterráneos (*soil percolation rate*) en cada subcuenca. Además, se ha duplicado el almacenamiento edáfico de agua gravitacional (*maximum soil storage*) y capilar (*tension soil storage*), con pares de valores medios de 76 – 63 mm y 160 – 135 mm antes y después del periodo de calibración, respectivamente. El descenso en los valores de escorrentía total debido a la mayor capacidad de almacenamiento de agua en el suelo se ha compensado

con una mayor aportación desde los acuíferos (modelo de 4 depósitos lineales), lo cual ha mejorado considerablemente el grado de ajuste de los caudales simulados durante el agotamiento (Fig. 3.33). Por lo tanto, el modelo ha pasado de ser semi-distribuido a prácticamente agregado durante el proceso de calibración. Esta situación parece sugerir que el uso de modelos de tipo agregado en cuencas en las que se dispone de una sola estación de aforos a la salida de la misma es lo más conveniente desde el punto de vista de la eficiencia del modelo hidrológico. Dicha circunstancia se ha puesto de manifiesto en múltiples cuencas hidrográficas en todo el mundo y responde al principio de parsimonia descrito por Box y Jenkins (1976).

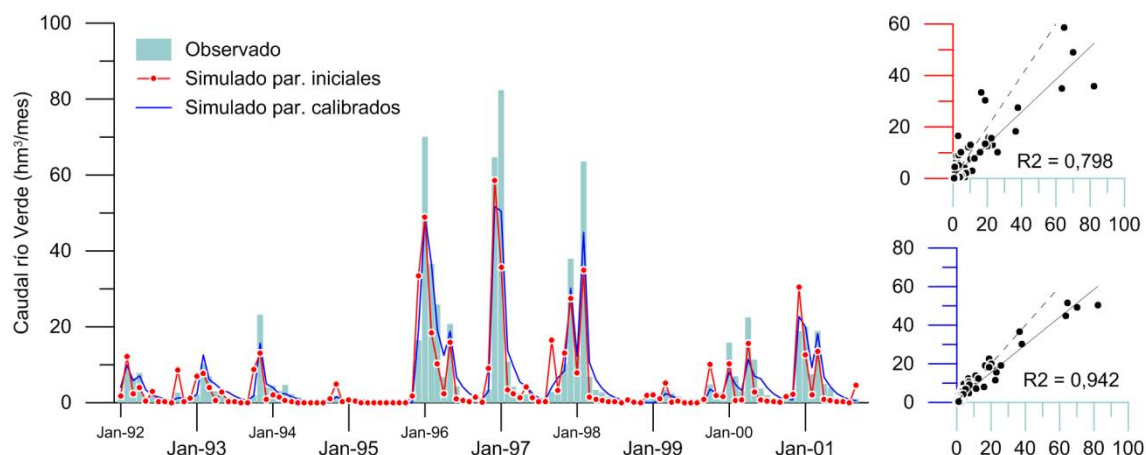


Figura 3.33. Evolución del caudal observado y simulado en la cuenca hidrográfica del río Verde por el modelo HEC-SMA

El resto de modelos hidrológicos (GR2M, GR4J, IHACRES, Sacramento y HBV Light) se han utilizado en su modalidad agregada (*lumped approach*) y los parámetros optimizados se han obtenido de forma automática en los respectivos programas informáticos. Esta es la razón por la cual no se ha realizado un apartado específico para cada uno de los modelos con el procedimiento utilizado para estimar los diferentes parámetros. Por otro lado, el modelo distribuido SIMPA no permite realizar modificación alguna de su estructura con objeto de adaptarlo a las características de la zona de estudio.

3.2.5.2.1 Análisis comparativo de los diferentes modelos hidrológicos utilizados

Se ha realizado un análisis comparativo de los caudales simulados por los diferentes modelos hidrológicos (GR2M, GR4J, IHACRES, Sacramento, HBV Light, HEC-SMA y SIMPA) a partir del uso de distintos índices estadísticos y representaciones gráficas. A la hora de evaluar el grado de ajuste entre los caudales simulados y observados se ha prestado especial atención al volumen de escorrentía total generado por los modelos hidrológicos al final de los periodos de calibración y validación. A este respecto, en la figura 3.34 se presenta la evolución del caudal acumulado durante la fase de calibración.

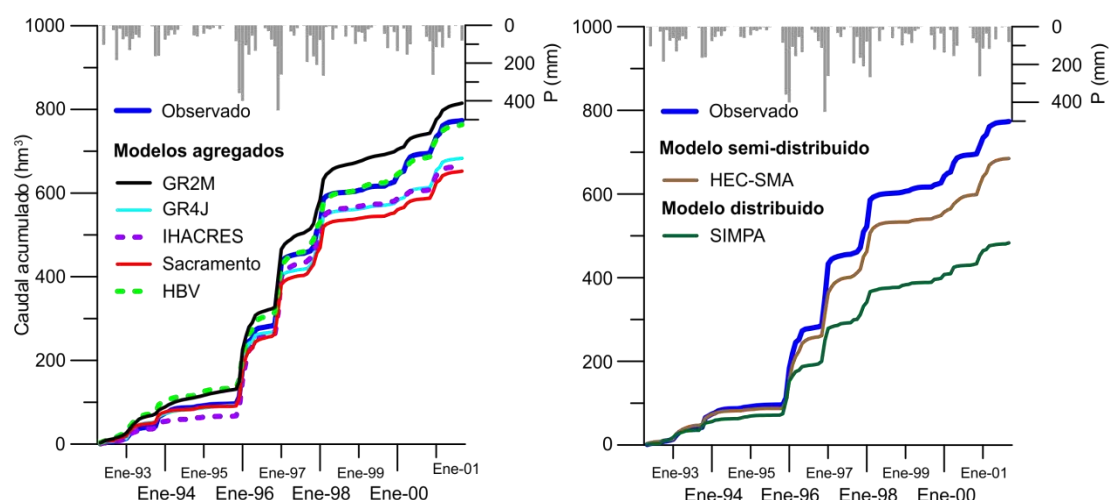


Figura 3.34. Evolución del caudal mensual acumulado durante el periodo de calibración (1992-2001), según los diferentes modelos de simulación hidrológica

Se observa una tendencia generalizada a la subestimación de los caudales observados en el río Verde, a excepción del modelo HBV, que presenta un volumen de escorrentía total de 764 hm^3 , muy similar al registrado a la entrada de la presa de La Concepción (773 hm^3). Aun así, este modelo sobreestima el caudal del río Verde entre los años 1992 y 1997, lo que compensa la subestimación en los años húmedos 1995/96, 1996/97 y 1997/98 (Fig.3.34). El modelo GR2M presenta una tendencia continuada a la sobreestimación de caudales que se mantiene hasta el final del proceso de calibración. El volumen medio de escorrentía total simulado por los modelos agregados GR4J, IHACRES y Sacramento difiere del valor real en 107 hm^3 , lo que equivaldría a una subestimación de 0,9 hm^3/mes . Por lo que respecta al modelo hidrológico semi-distribuido HEC-SMA, los resultados de la simulación son muy similares a los obtenidos por los modelos de tipo agregado, con un desfase entre los caudales observados y simulados a partir de enero de 1996 (Fig. 3.34). Dicho desfase se debe a la sucesión de tres años hidrológicos especialmente húmedos, cuyo impacto en los caudales del río Verde no ha podido ser reproducido fielmente por ningún modelo. Por último, el modelo SIMPA es el que muestra el peor ajuste, con un volumen de escorrentía total de 483 hm^3 al final del periodo de calibración. El desfase generalizado entre los caudales observados en el río Verde y los simulados por los diferentes modelos podría deberse principalmente a dos factores, por un lado, a la falta de representatividad espacial de los datos de precipitación, que puede ser especialmente importante en periodos húmedos, y, por otro, a la simplificación que supone utilizar un único conjunto de parámetros para simular las diferentes condiciones hidrológicas que tienen lugar a lo largo del año (crecidas y agotamientos).

En la figura 3.35 se presentan los resultados del proceso de validación. Se observa que la aportación total acumulada en el embalse de La Concepción (río Verde) es del mismo orden de magnitud que la registrada en el periodo de calibración, con un valor de 737 hm^3 . Un 45% de dicha aportación se generó durante los años hidrológicos 2009/10 y 2010/11, con precipitaciones anuales de 1447 y 1020 mm. Al igual que en el periodo de calibración, existe una tendencia generalizada a la subestimación en el cálculo de las aportaciones del río Verde, con una diferencia media entre los caudales simulados y observados (valor acumulado al final de la serie de datos) de 104 hm^3 . El valor medio de escorrentía total simulado por los modelos agregados GR4J, IHACRES y Sacramento difiere del valor real en 51 hm^3 , lo que equivaldría a una

subestimación de $0,4 \text{ hm}^3/\text{mes}$. A este respecto, el volumen acumulado según el modelo GR4J es de 738 hm^3 , sólo 1 hm^3 superior al valor observado en el río Verde. En los modelos GR2M y HBV se mantiene la tendencia a la sobreestimación observada durante el proceso de calibración (Fig. 3.35), con un desfase medio de 87 hm^3 . En el caso del modelo HEC-SMA dicha tendencia es opuesta, con un valor acumulado al final del periodo de validación de 621 hm^3 . La subestimación de los caudales por parte del modelo SIMPA es claramente inferior a la observada durante el periodo de calibración (Fig. 3.35), debido principalmente a unas aportaciones simuladas en los meses de diciembre de 2009 y 2010 que no tuvieron lugar en la serie de caudales observados.

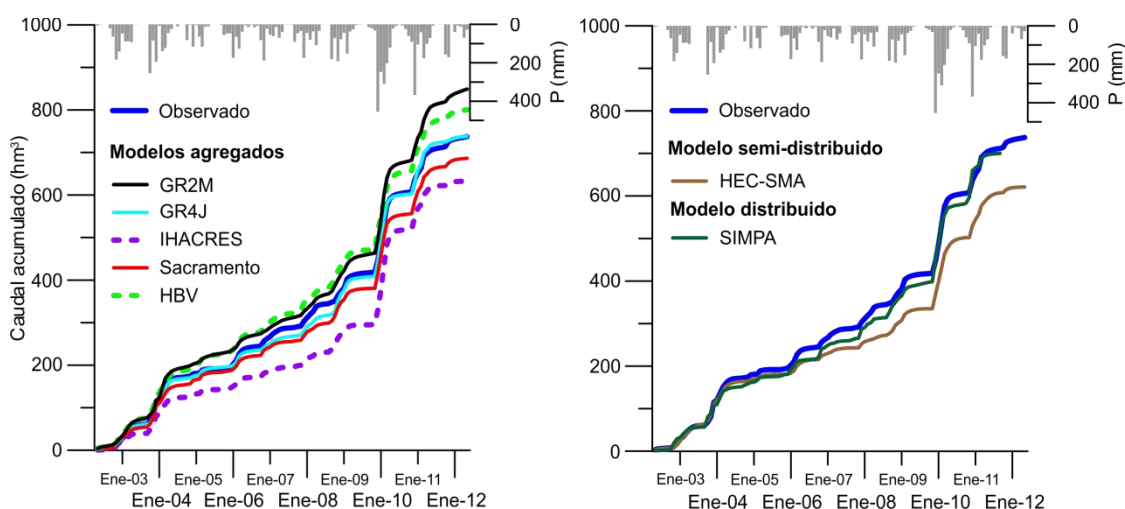


Figura 3.35. Evolución del caudal mensual acumulado por los diferentes modelos de simulación hidrológica durante el periodo de validación (2002-2012)

Con objeto de evaluar estadísticamente el grado de ajuste entre los caudales simulados y observados se han calculado un total de 17 indicadores o índices (Tabla 3.3), cuyo significado se presenta en la figura 3.36.

			ME	MAE	MSE	RMSE	NRMSE	PBIAS	RSD	NSE	MNSE	d	md	cp	r	R ²	BR2	KGE	VE
CALIBRACIÓN	MSD	HEC-SMA	-0,79	2,07	22,81	4,78	34%	-12%	0,74	0,89	0,74	0,96	0,86	0,89	0,97	0,94	0,71	0,71	0,70
	MD	SIMPA	-2,58	3,51	66,48	8,15	58%	-38%	0,58	0,66	0,57	0,86	0,76	0,69	0,89	0,80	0,43	0,43	0,49
	MA	GR2M	0,37	2,21	12,31	3,51	25%	5%	0,91	0,94	0,73	0,98	0,85	0,94	0,97	0,94	0,86	0,89	0,68
		IHACRES	-0,97	1,77	11,15	3,34	24%	-14%	0,93	0,94	0,78	0,98	0,89	0,95	0,97	0,95	0,86	0,84	0,74
		GR4J	-0,79	1,57	8,21	2,87	20%	-12%	0,94	0,96	0,81	0,99	0,90	0,96	0,98	0,96	0,88	0,87	0,77
		Sacramento	-1,07	1,75	13,13	3,62	26%	-16%	0,82	0,93	0,78	0,98	0,89	0,94	0,98	0,96	0,79	0,76	0,74
		HBV Light	-0,09	2,30	19,26	4,39	31%	-1%	0,76	0,90	0,72	0,97	0,84	0,91	0,97	0,95	0,75	0,76	0,66
VALIDACIÓN	MSD	HEC-SMA	-0,96	1,79	9,06	3,01	35%	-16%	0,82	0,88	0,68	0,96	0,83	0,83	0,95	0,91	0,73	0,75	0,71
	MD	SIMPA	-0,10	3,26	38,11	6,17	69%	-2%	1,15	0,51	0,44	0,89	0,73	0,30	0,80	0,64	0,60	0,75	0,48
	MA	GR2M	0,92	1,98	9,42	3,07	35%	15%	1,06	0,87	0,65	0,97	0,82	0,82	0,95	0,90	0,85	0,83	0,67
		IHACRES	-0,86	2,01	9,07	3,01	35%	-14%	1,10	0,88	0,64	0,97	0,83	0,83	0,95	0,91	0,90	0,82	0,67
		GR4J	0,00	1,50	7,21	2,69	31%	0,1%	1,09	0,90	0,73	0,98	0,87	0,86	0,96	0,92	0,89	0,90	0,75
		Sacramento	-0,42	1,57	6,49	2,55	29%	-7%	0,95	0,91	0,72	0,98	0,86	0,88	0,96	0,92	0,84	0,91	0,74
		HBV Light	0,52	1,88	10,07	3,17	37%	9%	0,93	0,86	0,67	0,96	0,83	0,81	0,93	0,87	0,81	0,87	0,69

Tabla 3.3. Resumen de los indicadores estadísticos utilizados para evaluar la bondad del ajuste de los diferentes modelos hidrológicos considerados. Nota: MSD = modelo semi-distribuido; MD = modelo distribuido; MA = modelo agregado; BR2 = pendiente recta regresión (B) * R². Valores cercanos a 1 (color verde) en los índices comprendidos entre NSE y VE son indicativos de ajuste excelentes

3. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

Nombre	Fórmula	Mínimo	Máximo	Observación
Error medio	$me = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)$	-	-	Un valor pequeño es indicativo de un mejor ajuste
Error medio absoluto	$mae = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N S_i - O_i $	-	-	Un valor pequeño es indicativo de un mejor ajuste
Raíz del error cuadrático medio	$rmse = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2}$	-	-	Un valor pequeño es indicativo de un mejor ajuste
Error cuadrático medio normalizado	$nrmse = 100 \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2}}{nval}$ $nval = \begin{cases} sd(O_i) & , \text{norm}="sd" \\ O_{max} - O_{min} & , \text{norm}="maxmin" \end{cases}$	-100%	100%	Un valor pequeño es indicativo de un mejor ajuste
Porcentaje de desviación	$PBIAS = 100 \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - O_i)}{\sum_{i=1}^N O_i}$	-	-	Mide la tendencia media de los valores simulados a ser mayores (+) o menores (-) que los observados. El valor óptimo es igual 0
Error cuadrático medio	$mse = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2$	-	-	Un valor pequeño es indicativo de un mejor ajuste
Coefficiente de Nash-Sutcliffe	$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}$	$-\infty$	1	NSE indica el nivel de ajuste de los datos simulados y observados a la relación 1:1. Valores cercanos a 1 indican ajustes excelentes. Sensible a valores extremos
Coefficiente de Nash-Sutcliffe modificado	$mNSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N S_i - O_i ^j}{\sum_{i=1}^N O_i - \bar{O} ^j}$	-	-	El valor de NSE no se ve tan influenciado por valores extremos (cuando $j = 1$). Valores cercanos a 1 indican ajustes excelentes.
Coefficiente de Nash-Sutcliffe relativo	$rNSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (\frac{S_i - O_i}{\bar{O}})^2}{\sum_{i=1}^N (\frac{O_i - \bar{O}}{\bar{O}})^2}$	-	-	Reduce la influencia de las diferencias absolutas en los picos de caudal. Requiere de un mejor ajuste en aguas bajas. Valores cercanos a 1 indican ajustes excelentes
Índice de concordancia	$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^N (S_i - \bar{O} + O_i - \bar{O})^2}$	0	1	Puede detectar diferencias en las medias y varianzas de los valores simulados y observados. Valores cercanos a 1 indican ajustes excelentes. Sensible a valores extremos
Índice de concordancia modificado	$md = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - S_i)^j}{\sum_{i=1}^N (S_i - \bar{O} + O_i - \bar{O})^j}$	-	-	Mismo significado que Mnse
Índice de concordancia relativo	$rd = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (\frac{O_i - S_i}{\bar{O}})^2}{\sum_{i=1}^N (\frac{ S_i - \bar{O} + O_i - \bar{O} }{\bar{O}})^2}$	-	-	Mismo significado que Rnse
Coefficiente de persistencia	$cp = 1 - \frac{\sum_{i=2}^N (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^{N-1} (O_{i+1} - O_i)^2}$	0	1	Se utiliza para comparar la eficiencia del modelo en función del caudal observado el día anterior. El valor óptimo es igual a 1
Coefficiente de Kling-Gupta	$KGE = 1 - ED$ $ED = \sqrt{(s[1] * (r - 1))^2 + (s[2] * (vr - 1))^2 + (s[3] * (\beta - 1))^2}$	$-\infty$	1	Se presenta como una mejora del índice de Nash-Sutcliffe. Tiene en cuenta el coeficiente de correlación de Pearson y dos parámetros (beta, vr) relacionados con la dispersión
Índice de eficiencia volumétrica	$VE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N S_i - O_i }{\sum_{i=1}^N (O_i)}$	0	1	Representa el grado de ajuste entre el volumen total simulado y el total observado. Valores cercanos a 1 indican ajustes excelentes

Figura 3.36. Principales indicadores estadísticos utilizados en la evaluación de la bondad del ajuste de modelos hidrológicos

Se observa que el mejor ajuste corresponde a los modelos agregados, especialmente a los modelos GR4J y Sacramento, con mayores valores de los índices estadísticos NSE (Nash-Sutcliffe), MNSE (Nash-Sutcliffe modificado), r (coeficiente de correlación de Pearson), R2 (coeficiente de determinación) o KGE (coeficiente de Kling-Gupta), entre otros (Tabla 3.3). El

indicador RSD se refiere a la diferencia entre las desviaciones estándar de los caudales simulados y observados. A este respecto, la mayoría de las series simuladas presenta una variabilidad similar a las aportaciones reales ($RSD \approx 1$). Los resultados de los diferentes errores medios son coherentes con las diferencias observadas entre los caudales simulados y reales (Figs. 3.34, 3.35), con una tendencia generalizada a la subestimación (porcentajes de desviación negativos), a excepción del modelo GR2M.

El rendimiento de los modelos agregados GR4J y Sacramento es muy similar, aunque el primero muestra un mayor grado de ajuste, especialmente en la fase de calibración (Tabla 3.3). Además, presenta un número reducido de parámetros (4) en comparación con el modelo Sacramento (13), lo cual facilita su aplicación. Por lo tanto, se ha optado por el uso del modelo GR4J para la estimación de caudales en las cuencas no aforadas que participan en el sistema de abastecimiento de la Costa del Sol Occidental. Este es el caso de las cuencas de los ríos Padrón, Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza. Los caudales en dichas cuencas no aforadas se han simulado a partir de la serie de aportaciones al embalse de La Concepción sin tener en cuenta las descargas subterráneas asociadas a los manantiales del río Verde e Istán, con objeto de tener caudales procedentes únicamente de peridotitas y esquistos. Para ello, se ha utilizado el mismo modelo (GR4J) y procedimiento que en la cuenca hidrográfica del río Verde.

3.2.5.2.2 Análisis de sensibilidad

La sobre-parametrización es un problema frecuente en la modelización hidrológica. Por ello, el análisis de sensibilidad (AS) se plantea como una herramienta de gran utilidad en la evaluación de modelos hidrológicos, con el objetivo de determinar la influencia de cada parámetro en los resultados obtenidos (Hornberger y Spear, 1981; Freer *et al.*, 1996; Wagener *et al.*, 2001; Liang y Guo, 2003; Pappenberger *et al.*, 2005; Sieber y Uhlenbrook, 2005).

El análisis de sensibilidad permite caracterizar el impacto, en los resultados del modelo, motivado por cambios en los datos de entrada (series climáticas, parámetros, condiciones iniciales, condiciones de contorno, etc.).

Las técnicas de análisis de sensibilidad constan de dos componentes (Wagener y Kollat, 2007): una relativa a la técnica de iteración de los parámetros del modelo y otra dirigida a cuantificar gráfica o numéricamente la influencia de cada uno de ellos. En general, existen dos grupos de técnicas, las de tipo local, en las que se evalúa la influencia de cada parámetro por separado, y las globales, que permiten realizar evaluaciones sucesivas de todos los parámetros al mismo tiempo (Saltelli *et al.*, 2010). Ambos tipos de técnicas requieren que se establezcan rangos de variación para cada parámetro.

Dentro de las técnicas globales, existe una gran variedad de métodos: el análisis de sensibilidad regional (RSA) (Young, 1978; Hornberger y Spear, 1981), métodos basados en la varianza (Saltelli *et al.*, 2000), técnicas de regresión (Spear *et al.*, 1994; Helton y Davis, 2002) y análisis de sensibilidad de Bayes (Oakley y O'Hagan, 2004).

Existen diferentes técnicas para evaluar la sensibilidad en el marco de la modelización hidrológica, como el modelo PEST (Doherty, 2002), el análisis de la varianza (ANOVA) o los métodos de Sobol (Saltelli, 2002) y Morris (Morris, 1991), ampliamente utilizados debido a su gran versatilidad (Doherty y Johnston, 2003; Chen *et al.*, 2017).

En general, los modelos hidrológicos reproducen procesos no lineales que involucran a un número considerable de parámetros, algunos de ellos relacionados entre sí. Por ello, es difícil evaluar con exactitud cómo se comporta el modelo y qué parámetros controlan dicho comportamiento (Demaria *et al.*, 2007). Las técnicas de análisis de sensibilidad de tipo global permiten hacer frente a este tipo de situaciones.

La sensibilidad de los parámetros que caracterizan cada modelo se encuentra fuertemente condicionada por varios factores, entre ellos la selección del método de análisis (diferentes criterios de evaluación) y las propiedades físicas del área de estudio (Tang *et al.*, 2007; van Werkhoven *et al.*, 2008). Tang *et al.* (2007) llevaron a cabo un análisis comparativo basado en 4 técnicas de análisis de sensibilidad. En la figura 3.37 se observa cómo en función de la técnica empleada (rectángulos rojos) un parámetro puede clasificarse como insensible, sensible o muy sensible. Aun así, se aprecia cierta tendencia a la hora de agrupar los parámetros, sobre todo cuando se comparan técnicas de la misma tipología (RSA, ANOVA y Sobol).

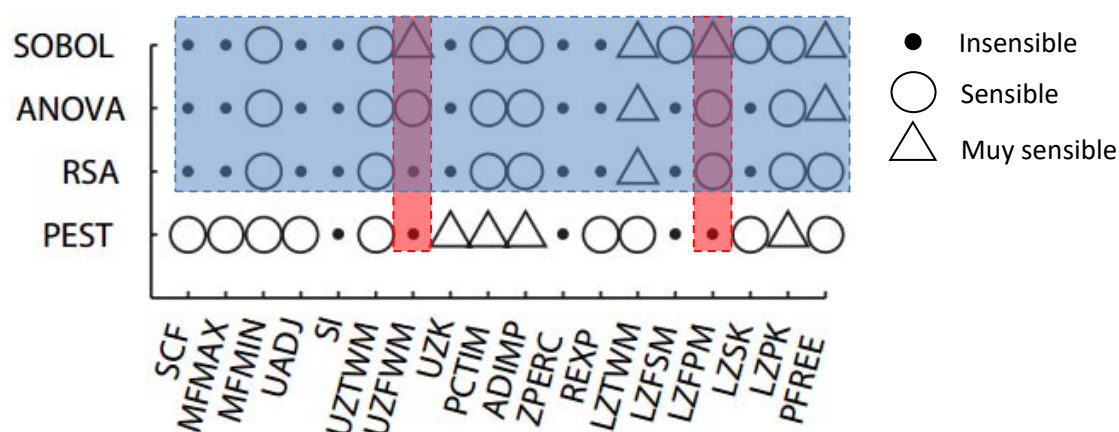


Figura 3.37. Análisis de sensibilidad del modelo Sacramento Soil Moisture Accounting (SAC-SMA). Tomado de Tang *et al.* (2007). El rectángulo azul engloba los resultados de las técnicas de tipo global

Los resultados derivados del análisis de sensibilidad pueden utilizarse para decidir sobre qué parámetros realizar más esfuerzos en el proceso de calibración y comparar si el modelo se comporta como se preveía inicialmente (Wagener *et al.*, 2003).

En la presente investigación se han empleado dos técnicas globales: el método de Morris (Morris, 1991) y el de Sobol (Saltelli, 2002), que se encuentran implementados en el paquete informático hydromad de R (Shin *et al.*, 2013) mediante la aplicación "sensitivity".

Morris (1991) desarrolló una técnica global de tipo OAT (*one-at-a-time*, por sus siglas en inglés), para determinar qué parámetros son más o menos sensibles. La medida de sensibilidad está relacionada con un índice (d_i) que es el resultado de dividir la diferencia de los valores obtenidos por la función objetivo (por ejemplo, NSE = Nash-Sutcliffe) entre la diferencia de los valores del parámetro evaluado. El índice de sensibilidad (d_i) se evalúa un número especificado

de veces (parámetro r del método) y se calcula la media de los valores absolutos (μ^*) y la desviación estándar (σ). Un valor elevado de la media implica que el parámetro influye de manera importante en el resultado de la función objetivo. Por otro lado, mayores valores de desviación típica indican que el parámetro interactúa significativamente con otros parámetros o que el efecto de dicho parámetro es no-lineal (Morris, 1991; van Griensven *et al.*, 2006).

El método de Morris tiene un coste computacional bajo (tiempo de cálculo aproximadamente de 5 minutos) y los resultados que genera son fácilmente interpretables (Campolongo y Saltelli, 1997; Saltelli *et al.*, 2000). Dicho método es útil cuando se realizan análisis de sensibilidad en modelos con un gran número de parámetros (Cariboni *et al.*, 2007). Como inconveniente, el método de Morris genera medidas de sensibilidad relativas (ordena los parámetros por orden de importancia), pero no es capaz de cuantificar en términos absolutos en qué medida un parámetro es más sensible que otro (Campolongo y Saltelli, 1997; Alam *et al.*, 2004). En la figura 3.38 se presentan los resultados del análisis de Morris en tres modelos de lluvia-escorrentía durante su periodo de calibración en la cuenca hidrográfica del río Verde.

En el modelo GR4J, el parámetro X4, que representa el tiempo de base del hidrograma unitario, es poco sensible con respecto a la función objetivo $\log NSE^*$ (Fig.3.38.b.2), si bien es el más sensible cuando se utiliza la función NSE^* (Fig. 3.38.b.1). Esto se debe a su influencia en la simulación de los picos de caudal del hidrograma (condiciones de aguas altas), cuyo ajuste se prioriza en dicha función.

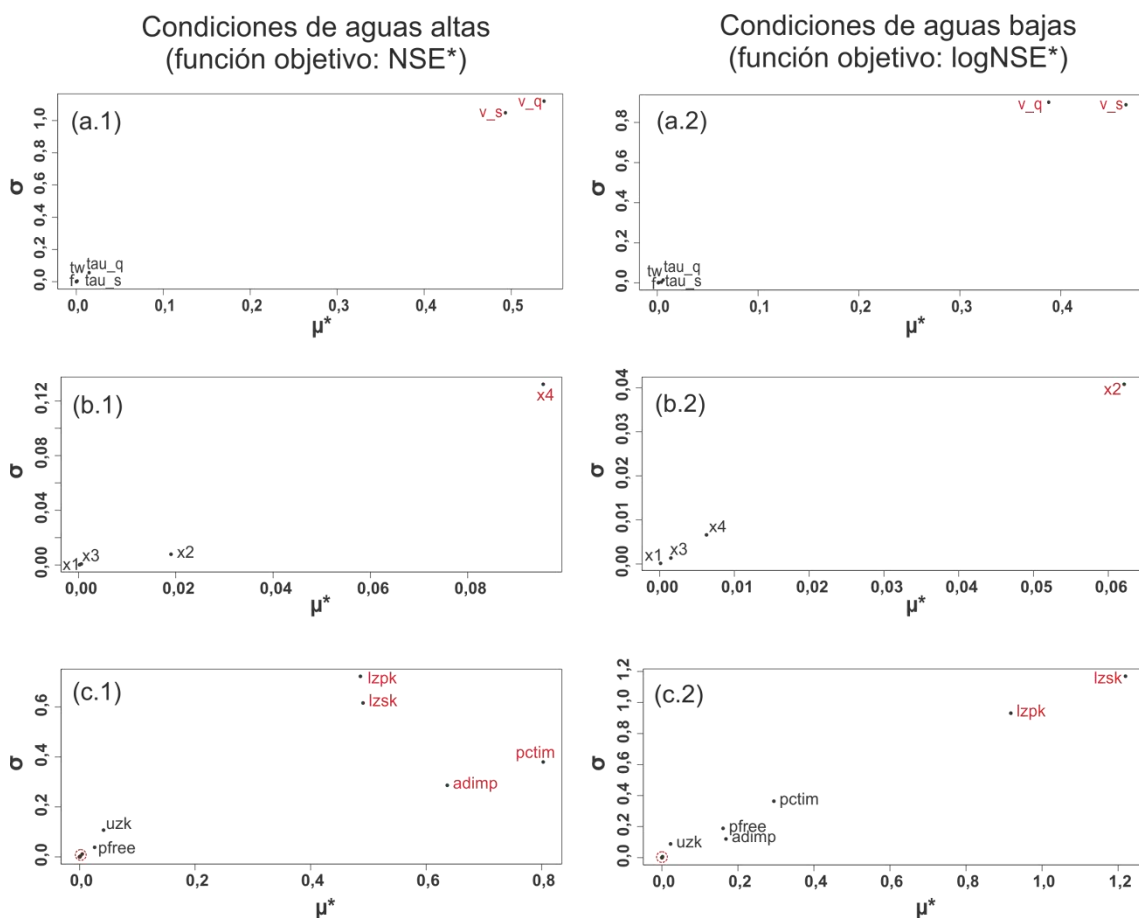


Figura 3.38. Índices de sensibilidad de Morris con las funciones objetivo NSE^* y $\log NSE^*$ durante el periodo de calibración (1992/2001). Nota: (a) IHACRES, (b) GR4J y (c) Sacramento Soil Moisture Accounting (SAC-SMA)

Por otro lado, la sensibilidad del parámetro X2 (coeficiente de intercambio con aguas subterráneas) aumenta cuando el análisis de sensibilidad se realiza con la función objetivo $\log\text{NSE}^*$, característica del ajuste en condiciones de aguas bajas. Esta situación pone de manifiesto la importancia de evaluar la sensibilidad de los parámetros con más de una función objetivo, debido a que análisis parciales (basados en una única función) invalidarían, en parte, las conclusiones del análisis.

En el modelo Sacramento se diferencian 4 parámetros sensibles (Fig. 3.38. c.1), dos de ellos (mayores valores de μ^*) relacionados con la generación de escorrentía en áreas impermeables (pctim y adimp). La sensibilidad de los parámetros que controlan la pendiente de la curva de recesión del hidrograma (lzpck, lzsk) se incrementa con la función $\log\text{NSE}^*$ (Fig. 3.38. c.2).

Con el fin de comparar los resultados obtenidos por el método de Morris se ha empleado la técnica basada en la varianza de Sobol (Saltelli, 2002). El método de Sobol permite descomponer la varianza de los resultados del modelo y asignar valores relativos a cada parámetro, que varían entre 0 y 1. Dicho modelo genera un índice de sensibilidad de primer orden (FSI) y un índice de sensibilidad total (TSI). El índice TSI cuantifica la importancia total del parámetro e incluye las interacciones con el resto de parámetros. Por su parte, el índice FSI se refiere a la influencia intrínseca del parámetro evaluado. Los índices de sensibilidad calculados por el método de Sobol permiten una interpretación directa e intuitiva de la influencia de cada parámetro en los resultados obtenidos (Tang *et al.*, 2007).

En la tabla 3.4 se presenta un resumen del análisis de sensibilidad realizado para los modelos agregados IHACRES, GR4J y Sacramento. Los resultados se ordenan en función del método implementado (Sobol o Morris) y de la función objetivo utilizada (NSE^* o $\log\text{NSE}^*$). En general, los parámetros identificados como insensibles, sensibles o muy sensibles por el método de Sobol coinciden con los especificados por la metodología de Morris, con algunas excepciones propias de la diferencia en el algoritmo matemático. Cuando se evalúa la función objetivo de Nash Sutcliffe sin aplicar el logaritmo decimal a los datos de partida (NSE^*) se identifican como sensibles o muy sensibles parámetros relacionados con el almacenamiento de agua en el suelo y en depósitos de transferencia, como es el caso del modelo GR4J y los parámetros X1 y X3, respectivamente (Tabla 3.4). En este sentido, el método Sobol identifica en el modelo Sacramento dos parámetros (uzfwm y lzfpm) como sensibles, con un significado hidrológico similar al conjunto de parámetros anterior (X1 y X3). En el modelo Sacramento, el análisis de sensibilidad en condiciones de aguas altas (NSE^*) ha permitido identificar un único parámetro como muy sensible (adimp). Dicho parámetro se refiere a la fracción de la cuenca ocupada por terrenos impermeables temporales, con un suelo más o menos desarrollado que puede generar escorrentía superficial en función de su grado de saturación. Si el proceso de optimización tiene lugar con los valores de caudal transformados por el logaritmo decimal ($\log\text{NSE}^*$), aparecen parámetros muy sensibles relacionados con la descarga de aguas subterráneas y que influyen en la forma de las curvas de agotamiento. Este es el caso de los parámetros ts (IHACRES), X2 (GR4J), lzsk y lzpck (Sacramento).

Parámetros	Métodos			
	Sobol		Morris	
	NSE*	logNSE*	NSE*	logNSE*
IHACRES-CWI				
tw	NS	S	NS	NS
f	NS	NS	NS	NS
ts	NS	MS	NS	NS
τq	NS	NS	NS	NS
vq	MS	S	MS	MS
vs	MS	MS	MS	MS
GR4J				
X2	S	MS	S	MS
X3	MS	MS	NS	NS
X4	S	NS	MS	S
X1	MS	NS	NS	NS
Sacramento				
uztwm	NS	NS	NS	NS
uzfwm	S	NS	NS	NS
uzk	NS	NS	NS	NS
pctim	NS	NS	MS	S
adimp	MS	NS	MS	S
zperc	NS	NS	NS	NS
rexp	NS	NS	NS	NS
lztwm	NS	NS	NS	NS
lzfsm	NS	NS	NS	NS
lzfpn	S	NS	NS	NS
lzsk	S	MS	MS	MS
lzpkn	S	MS	MS	MS
pfree	NS	NS	NS	S

Tabla 3.4. Resultados del análisis de sensibilidad realizado a los modelos hidrológicos IHACRES, GR4J y Sacramento.

Nota: NS = insensible; S = sensible; MS = muy sensible

El análisis de sensibilidad de los modelos IHACRES, GR4J y Sacramento ha permitido identificar el conjunto de parámetros que más influye en los resultados de la simulación hidrológica. Esto ha posibilitado realizar un proceso de calibración más eficiente, centrado en los parámetros identificados como más sensibles. Con objeto de identificar los parámetros más útiles a la hora de ajustar los picos de caudal del hidrograma y la curva de agotamiento, se recomienda realizar el análisis de sensibilidad con las variables sin transformar y transformadas mediante el logaritmo decimal, respectivamente. Por último, es importante tener en cuenta que para obtener resultados estadísticamente significativos el análisis de sensibilidad debe abarcar un periodo igual o superior a 5 años.

4. HIDROGEOLOGÍA

4.1 Consideraciones previas

En el marco de la presente investigación se ha utilizado el término acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona para designar al área de estudio, en la que se engloban los acuíferos de naturaleza detrítica, localizados entre Cabopino, al este, y Estepona, al oeste (provincia de Málaga).

En este apartado se sintetizan los antecedentes recopilados sobre la hidrogeología del área investigada y se realiza una descripción conjunta de los principales acuíferos que son objeto de estudio en la presente Tesis Doctoral.

Se ha llevado a cabo la definición de los límites y de la geometría de los acuíferos a partir de la información geológica y de las cotas piezométricas medidas en distintos sondeos, que han permitido elaborar mapas de isopiezas. Se describen las principales características hidrodinámicas (piezometría) de los sondeos que presentan series de datos de mayor longitud y calidad. Además, se analiza la información hidroquímica (mineralización del agua y procesos hidrogeoquímicos) y los datos isotópicos. El análisis de toda la información hidrogeológica ha posibilitado diferenciar distintos acuíferos en los afloramientos pliocenos y cuaternarios que afloran en los municipios de Marbella y Estepona.

4.2 Antecedentes

Los estudios de carácter hidrogeológico en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona se remontan a la década de 1980, con la publicación de las primeras notas técnicas del IGME que recogían los resultados de las diferentes campañas de control piezométrico e hidroquímico (IGME, 1984a, 1984b, 1984c, 1990a, 1990b, 1990c). Las conclusiones de estos trabajos fueron muy similares y hacían referencia a la mayor alimentación que recibían los acuíferos aluviales por infiltración de la escorrentía superficial y a la existencia de problemas puntuales de contaminación por procesos de intrusión de agua mar en los sectores donde se concentraba un mayor número de captaciones (Linares y Trenado, 1988). Los trabajos realizados por el IGME en el año 1984 permitieron estimar unos recursos totales de 33-45 hm³/año. La alimentación del conjunto pliocuaternario se asignaba a la infiltración del agua de lluvia (8-14 hm³/año), de las aguas superficiales (21-26 hm³/año) y de los retornos de riego (4-5 hm³/año). Las salidas por bombeo se estimaron en 23 hm³/año y la descarga subterránea al mar en 10-22 hm³/año. Estas cifras se han tomado como referencia en los estudios hidrogeológicos más recientes, que se comentarán con mayor grado de detalle en el apartado 4.7.1.

Por lo que respecta al funcionamiento hidrogeológico, se diferenciaron dos unidades acuíferas principales, los materiales pliocenos y las formaciones cuaternarias, con diferentes

transmisividades y fuentes de alimentación (IGME, 1984a). A pesar de la diferencia entre los parámetros hidráulicos estimados en dichas unidades acuíferas, con valores medios de 84 y 1000 m²/día, siempre se ha considerado que presentan conexión hidráulica (IGME, 1984a; DGOH-ITGE, 1988; Linares, 1997). En este sentido, los materiales cuaternarios pueden drenar niveles arenosos y conglomeráticos del Plioceno o, por el contrario, alimentarlos, en función de la diferencia entre las cotas piezométricas (IGME, 1984a).

Con motivo de la acusada sequía que afectó a todo el sur peninsular durante la primera mitad de la década de los noventa del siglo pasado, la Dirección General de Obras Hidráulicas (DGOH) del Ministerio de Obras Públicas acometió un plan de actuaciones de emergencia. Entre éstas destaca el estudio para captar agua subterránea de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona, destinada al abastecimiento de la Costa del Sol, que fue encargado a la empresa Compañía General de Sondeos (CGS). Se realizaron trabajos de reconocimiento geológico y exploración geofísica e hidrogeológica de parte del área estudiada en la presente Tesis Doctoral (arroyos La Cala y Padrón y río Guadalmanza y en los materiales pliocenos de San Pedro de Alcántara).

El antecedente más reciente ha consistido en la actualización de la información hidrogeológica de los acuíferos de la provincia de Málaga, llevada a cabo conjuntamente por el IGME, la Diputación Provincial de Málaga y el Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (GHUMA), en la nueva edición del Atlas Hidrogeológico de la provincia de Málaga (DPM-IGME-GHUMA, 2007). En el tomo 2 del atlas se dedica un capítulo a la masa de agua subterránea (según la terminología de la Directiva Marco Europea del Agua, 2000) identificada con el código 060.040, que incluye las formaciones acuíferas aquí investigadas (Lupiani, 2007).

En los siguientes apartados se profundiza en el conocimiento de estos acuíferos desde el punto de vista de su geometría y del estado hidrodinámico y químico en el que se encuentran.

4.3 Inventario de puntos de agua

El primer inventario de puntos de agua de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona se llevó a cabo por el IGME en los años 1974 y 1980. En 1974 se reconoció el área comprendida entre el extremo oriental y el cauce del río Verde, y en 1980 se completó el inventario hasta Estepona. En la primera fase de inventario los trabajos realizados fueron exhaustivos, e incluyeron pozos abandonados y con caudal exiguo. Por lo que se refiere al inventario de la mitad occidental, se concedió más importancia al destino del agua extraída con objeto de determinar la distribución de la demanda; por el contrario, en el extremo oriental este aspecto no se trató de modo riguroso (IGME, 1984a). El total de puntos inventariados fue de 471, de los cuales 269 (57,1%) eran pozos, 217 (39,2%) sondeos y 17 (3,6%) manantiales, con un 51,8 y 40,1% de captaciones sobre materiales pliocenos y cuaternarios, respectivamente. El porcentaje restante correspondía a captaciones ubicadas sobre la capa de alteración de materiales paleozoicos.

Durante los años 2012, 2013 y parte de 2014 se llevó a cabo un trabajo de campo enfocado a la elaboración de un inventario de puntos de agua en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona (anexo 1.a). El objetivo fue desarrollar una base de datos georreferenciada (sistema de coordenadas ETRS89 huso 30N) de todos los puntos inventariados, con información sobre la cota topográfica (actualizada a partir del modelo digital de elevaciones de 5x5 metros del Instituto Geográfico Nacional) y el uso actual del agua.

El total de puntos catalogados asciende a 244, de los cuales 172 corresponden a captaciones inventariadas durante la Tesis Doctoral, 58 forman parte de los pozos y sondeos (activos o no) de la empresa concesionaria del suministro de agua a Manilva, Estepona y Marbella (Hidralia) y 14 constituyen la red de control piezométrico de la Junta de Andalucía.

En lo referente a los usos del agua, del total de captaciones inventariadas, un 32% se destina al abastecimiento, seguido muy de cerca por las dedicadas al riego (principalmente de jardines privados) y las clasificadas como “Sin uso” (Fig. 4.1). En el total de puntos inventariados no se han incluido algunas captaciones utilizadas para el riego de jardines y campos de golf, ya que se desconoce su ubicación exacta. Una vez realizado el inventario de puntos de agua se programaron varias campañas de muestreo en los acuíferos de la zona de estudio. Las campañas de control hidrodinámico (8) e hidroquímico (5) se llevaron a cabo en una media de 82 puntos de control.

Algunos de los puntos inventariados durante el trabajo de campo se obtuvieron gracias a la colaboración del Ayuntamiento de Marbella y, en particular, de los técnicos del Laboratorio Municipal de Aguas (Delegación de Salud, Consumo y Servicios). Dicho laboratorio realiza un control mensual de la calidad del agua en las comunidades de propietarios que se abastecen de captaciones al margen del sistema de abastecimiento municipal.

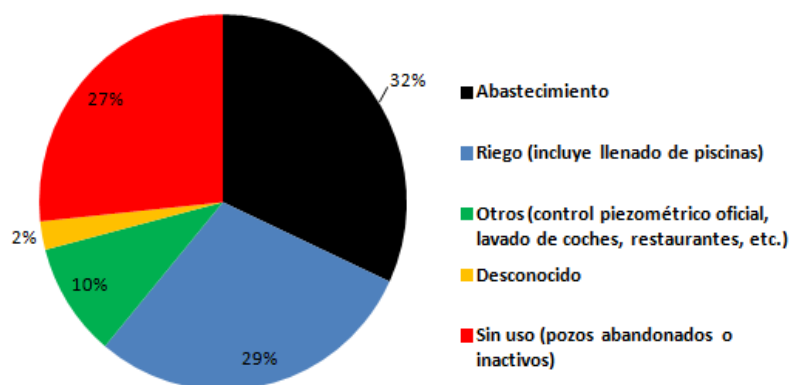


Figura 4.1. Distribución del inventario de puntos del agua en función de su uso

Las principales limitaciones a la hora de configurar las redes de control piezométrico e hidroquímico han sido muy diversas. En lo relativo a la piezometría, se prestó especial atención a que los niveles medidos fuesen estáticos (o lo menos dinámicos posible), algo complicado en acuíferos tan explotados como los detríticos costeros de Marbella-Estepona. Además, la incorporación de un pozo o sondeo a la base de datos de control piezométrico estaba supeditada a que dicha captación no estuviese instalada y, si lo estaba, que contara con tubo piezométrico. Por lo que respecta a la red de control hidroquímico, se incluyeron captaciones

4. HIDROGEOLOGÍA

con equipos de bombeo instalados, lo cual condujo al descarte de un gran número de pozos abandonados.

Durante la realización del inventario de puntos de agua no se pudo acceder a varios pozos y sondeos en distintas urbanizaciones porque se negaron a colaborar, especialmente cuando se trataba de captaciones destinadas al abastecimiento urbano.

La caracterización del abastecimiento dependiente de las aguas subterráneas se completó con la consulta del portal web SINAC (Sistema de Información Nacional de Aguas de Consumo). Del total de captaciones de agua subterránea registradas en dicho portal, no se pudieron incluir en las campañas de control:

- Los sondeos de la empresa Linagua SL, utilizados para el abastecimiento a la urbanización Linda Vista (San Pedro de Alcántara).
- Los sondeos y pozos de la empresa Río Real Aguas SA, aprovechados en el abastecimiento a la urbanización Los Monteros (Marbella) y en el riego del campo de golf Río Real Golf.
- La captación propiedad del camping La Buganvilla (Comercial Financiera Marbella SL).
- El pozo de la comunidad de propietarios Marbella 2000 (Marbella).
- El sondeo de la comunidad de propietarios Torre Real (Marbella).

En la tabla 4.1 se presenta un resumen de la información consultada en el SINAC para el municipio de Marbella. La columna “Gestor de la red” hace referencia a la entidad encargada del abastecimiento en baja. En el caso del municipio de Estepona, Hidralia es la única empresa suministradora de agua.

Localidad	Zona de abastecimiento	Gestor de la red	Origen del agua
Artola	Costa del Sol Occidental	ACOSOL	Presa y Planta Desalinizadora
Elviria y Ricmar	Costa del Sol Occidental	ACOSOL	Presa y Planta Desalinizadora
Guadalmina	San Pedro-Guadalmina-Nueva Andalucía	HIDRALIA	Presa y Planta Desalinizadora / Pozos entubados (4)
Marbella	Camping La Buganvilla	Comercial Financiera Marbella SL	Pozo entubado (1)*
	Casas del Señorío de Marbella	Casas del Señorío de Marbella	Pozos entubados (2)
	CC.PP Apartamentos Balmoral	CC.PP Apartamentos Balmoral	Pozo entubado (1)
	Comunidad de propietarios La Virginia	Comunidad de propietarios La Virginia	Pozo entubado (1)
	Comunidad de propietarios Marbella 2000	Comunidad de propietarios Marbella 2000	Pozo entubado (1)*
	Macrocomunidad Bahía de Marbella	Macrocomunidad Bahía de Marbella	Pozo entubado (1)
	Marbella	HIDRALIA	Presa y Planta Desalinizadora / Pozos entubados (14)
	Urb. Carib Playa	HIDRALIA	Presa y Planta Desalinizadora / Pozo entubado (1)
	Urb. El Real, Panorama, Lindasol y las Albarizas	Colectivo de vecinos El Real, Panorama y Lindasol	Pozos entubados (2)
	Urb. Los Molineros	C.P. Los Molineros	Pozo entubado (1)
	Urb. Torre Real	Comunidad propietarios Urb. Torre Real	Pozo entubado (1)*
Los Monteros y El Rosario	Costa del Sol Occidental	ACOSOL	Presa y Planta Desalinizadora
Nueva Andalucía, Salto del agua y San Pedro de Alcántara	San Pedro-Guadalmina-Nueva Andalucía	HIDRALIA	Presa y Planta Desalinizadora / Pozos entubados (11)
Río Real	Río Real - Los Monteros	Río Real Aguas SA	Pozos entubados (3) y pozo excavado (1)*
San Pedro de Alcántara	Colonia Cortijo Blanco	Comunidad de propietarios Colonia Cortijo Blanco	Pozos entubados (3) y pozos excavados (2)
	Linda Vista urbanización	Linagua SL	Pozo entubado (1) y pozo excavado (1)*
	Urbanización Altavista	Comunidad de propietarios Altavista	Pozo entubado (1)

Tabla 4.1. Información del Sistema Nacional de Aguas de Consumo para el municipio de Marbella. El símbolo (*) se refiere a las captaciones no incluidas en las campañas de control piezométrico e hidroquímico

Se adjunta un mapa tamaño A3 con la localización de cada pozo y sondeo inventariado (anexo 1.a) y la base de datos de puntos de agua (anexo 2.a).

4.4 Límites y geometría

Los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona se extienden a lo largo de la franja costera del sector occidental de la provincia de Málaga, entre las dunas de Cabopino, al este, y Estepona, al oeste (Fig. 4.2). Al norte, están limitados por los relieves de Sierra Bermeja (en la parte occidental), el acuífero carbonático de Sierra Blanca y las estribaciones meridionales de la Sierra Alpujata (en la parte oriental) y, al sur, por el mar Mediterráneo. Estos relieves constituyen la cabecera de muchos ríos de régimen irregular, entre los que cabe citar, de oeste a este: Padrón, Castor, Velerín, Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza, Verde y Real. Los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona forman parte de la masa de agua subterránea Marbella-Estepona (060.040), en la que el Ministerio de Medio Ambiente incluyó la unidad hidrogeológica Marbella-Estepona y una serie de acuíferos menores, como los afloramientos carbonáticos de las sierras Crestellina (Casares), Utrera (Manilva) y Benahavís, y pequeños afloramientos detríticos costeros en Manilva y la Cala de Mijas. Estos acuíferos se incluyeron fundamentalmente por razones de proximidad geográfica y para evitar definir masas de agua de pequeñas dimensiones. Ahora bien, conviene tener presente que no existe continuidad hidrogeológica entre los afloramientos de rocas carbonáticas antes citadas, ni entre ellos y los materiales de la franja costera.

Los acuíferos más importantes de la masa de agua subterránea están formados por los materiales pliocenos y cuaternarios que afloran entre Estepona y Cabopino, con una superficie total de 71 km², si bien dicha superficie se ha reducido prácticamente a la mitad debido a la intensa urbanización de la Costa del Sol Occidental. Desde el punto de vista geológico el área de estudio está formada por dos conjuntos sedimentarios principales, uno inferior de edad Plioceno y otro superior del Cuaternario, que se apoyan, discordantes, sobre un sustrato de peridotitas o gneises y mármoles del Complejo Alpujárride, y pizarras y grauvacas del Maláguide que afloran más al norte (Fig. 4.2). En el sector de San Pedro de Alcántara y Aloha también pueden situarse a techo de materiales miocenos (Aguado *et al.*, 1990).

Dentro del conjunto plioceno se pueden distinguir dos tramos: uno basal, formado por conglomerados, y un tramo superior, con arenas en la base y margas más o menos arenosas hacia techo y hacia el mar. Los cantos de los conglomerados y arenas son predominantemente de peridotitas, gneises y pizarras en la parte occidental y de mármoles (en menor medida peridotitas y pizarras) en la oriental. Los materiales pliocenos se encuentran ligeramente basculados hacia el mar, con un buzamiento generalizado de 5 a 10°, y alcanzan los mayores espesores (de hasta 150 m) en la vertical de la línea de costa (Lupiani, 2007), aunque la potencia media es de 100 a 120 m (Fig. 4.2). Los materiales pliocenos constituyen un acuífero detrítico multicapa, con el tramo basal confinado hacia la costa y libre hacia el continente. Los niveles permeables tienen espesores entre 20 cm y 10 m, se sitúan a profundidades entre 60 y 120 m en el área costera y presentan frecuentes intercalaciones de niveles poco permeables (Linares, 1997).

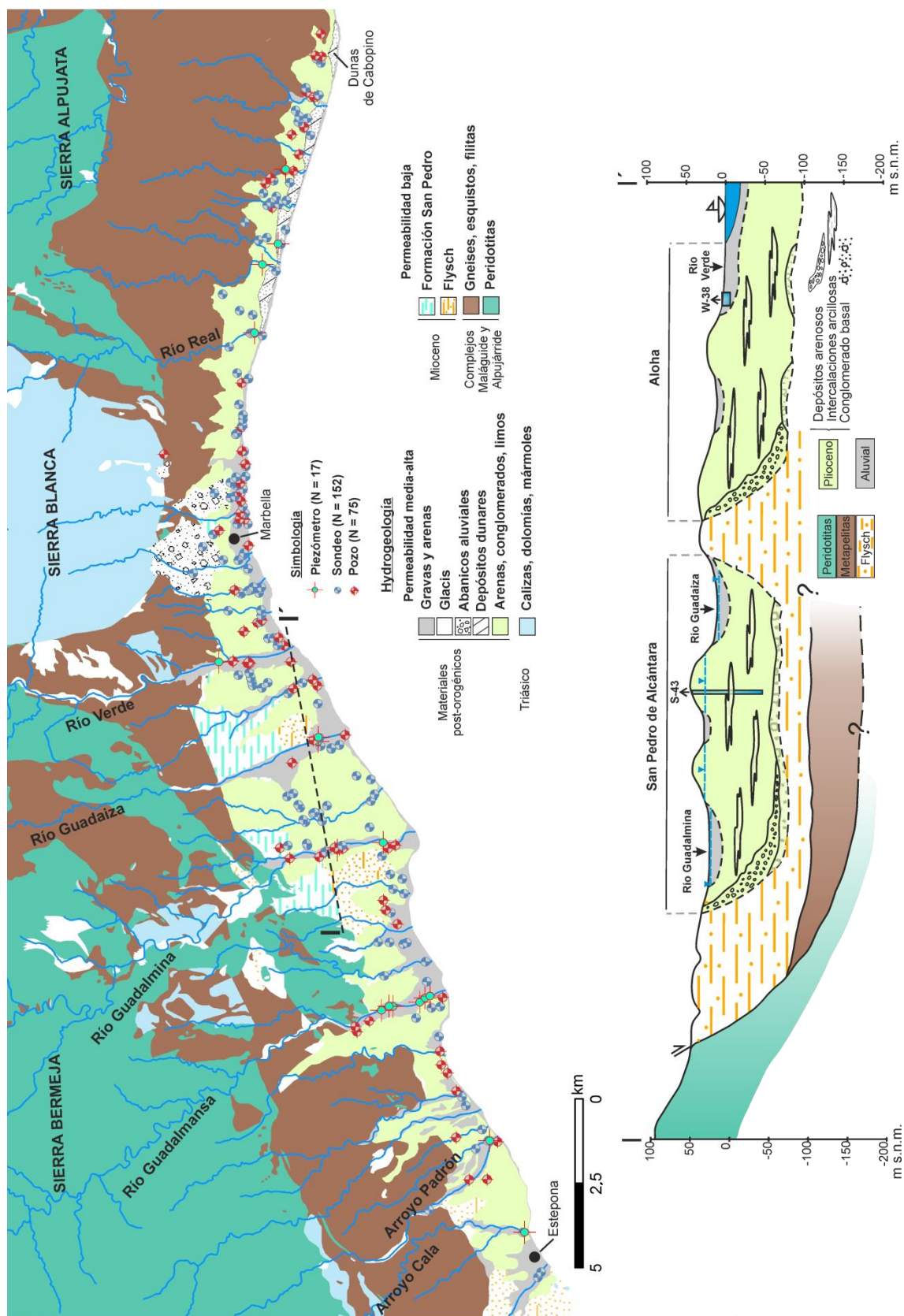


Figura 4.2. Mapa hidrogeológico de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona

Los sedimentos cuaternarios se encuentran discordantes sobre los anteriores y son, fundamentalmente, de dos tipos (Fig. 4.2): fluviales y eólicos. Los primeros están formados por

cantos rodados, gravas y arenas procedentes de las rocas que afloran en los relieves situados al norte, con una escasa matriz limo-arcillosa, y han sido depositados por los ríos actuales. Los principales afloramientos se localizan en los ríos Padrón, Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza y Verde, donde llegan a alcanzar anchuras de 500 m y potencias cercanas a 20 m (DHGO, 1995) en algún caso. Los sedimentos eólicos son arenas de granulometría muy homogénea, que constituyen un antiguo manto de dunas situado en la zona de Elviria-Cabo Pino (Fig. 4.2), de hasta 500 m de anchura y 12 m de espesor (GEYTEX, 1994), que prácticamente no aflora en superficie por el intenso sellado del suelo por usos urbanos.

4.5 Hidrodinámica

4.5.1 Piezometría

4.5.1.1 Distribución espacial

El mapa de isopiezas se ha realizado con los datos de la campaña de control piezométrico con mayor número de medidas, correspondiente al mes de marzo de 2013. En la figura 4.3 se observa que las isopiezas varían desde 50 m s.n.m. en el borde septentrional hasta 0 m s.n.m. en la línea de costa. Tienen un trazado general paralelo al litoral, con gradientes hacia el sur, que varían entre el 6% en los materiales pliocenos que afloran en el núcleo de Marbella y el 0,3% relativo a las formaciones cuaternarias de los ríos Guadalmanza y Verde. En el sector de San Pedro de Alcántara se ha detectado un conoide piezométrico que invierte el sentido general del flujo de agua subterránea, debido a la concentración de captaciones para abastecimiento urbano. Las cotas piezométricas medidas en los acuíferos aluviales de los ríos Guadalmina y Guadaiza son del mismo orden de magnitud que las registradas en el sector de San Pedro de Alcántara, lo cual parece sugerir cierta conexión hidrogeológica entre los afloramientos pliocenos y cuaternarios. La discontinuidad piezométrica observada entre los materiales pliocenos de Aloha y los sectores denominados Señorío, Marbella Núcleo y Real-Cabopino (líneas verde y negra en la figura 4.3) podría indicar que dichos afloramientos pliocenos se encuentran desconectados hidrogeológicamente. En el término municipal de Estepona existe cierta continuidad en el trazado de las isopiezas, interrumpida por la presencia del acuífero aluvial del río Guadalmanza, que presenta cotas piezométricas más bajas en la campaña de marzo de 2013 (Fig. 4.3).

Los datos piezométricos correspondientes a la campaña realizada en julio de 2013 no son suficientes para realizar un mapa de isopiezas, por lo que se ha optado por comparar los gradientes hidráulicos en los mismos puntos de control incluidos en las campañas de control de marzo y julio de 2013 (Fig. 4.4). La variación longitudinal de los gradientes hidráulicos en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona muestra diferentes tendencias en función del sector considerado. Por lo que respecta a la campaña de marzo, se observan diferencias significativas entre los materiales cuaternarios y pliocenos, con valores medios de 0,005 y 0,02; respectivamente. En estos últimos ha sido posible diferenciar una región con mayores

gradientes hidráulicos, que corresponde a los sectores denominados Señorío y Marbella Núcleo, con valores medios de 0,02 y 0,03. A igualdad de otros factores, tales como la recarga media, el volumen total de agua bombeada, etc., estos sectores serían menos vulnerables a los procesos de intrusión marina. Ferguson y Gleeson (2012) concluyeron que el gradiente hidráulico es la variable que más condiciona la velocidad de avance de la cuña salina en acuíferos costeros. Estos autores establecieron un valor umbral de 0,001, por debajo del cual los acuíferos costeros se clasificarían como en riesgo de sufrir procesos de intrusión marina. Aun así, advertían que dicho umbral dependía de las características hidrogeológicas del acuífero en cuestión y de la estrategia de explotación llevada a cabo en el mismo.

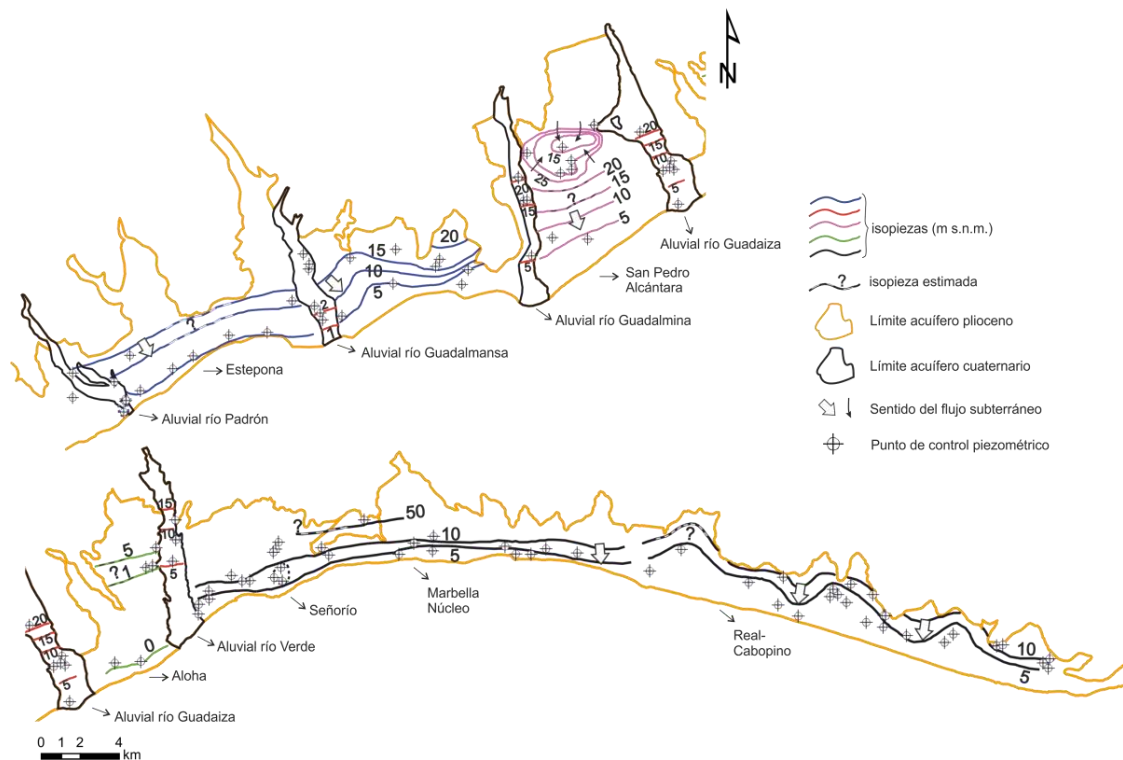


Figura 4.3. Mapa de isopiezas de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona (campana de marzo de 2013)

Los gradientes hidráulicos calculados con los datos piezométricos de la campaña de julio de 2013 son un 25% inferiores a los obtenidos en el mes de marzo, debido principalmente a la disminución de la recarga en el periodo de estiaje y al mayor volumen bombeado en los acuíferos. Las áreas donde los gradientes hidráulicos han disminuido de manera más acusada corresponden a las formaciones cuaternarias de los ríos Guadalmina, Guadaiza y Verde y a los afloramientos pliocenos de los sectores denominados Señorío y Real-Cabopino.

Los gradientes hidráulicos aquí calculados se han utilizado como valores de referencia en el apartado correspondiente al balance hidrogeológico de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona, con objeto de precisar las salidas por descarga subterránea al mar.

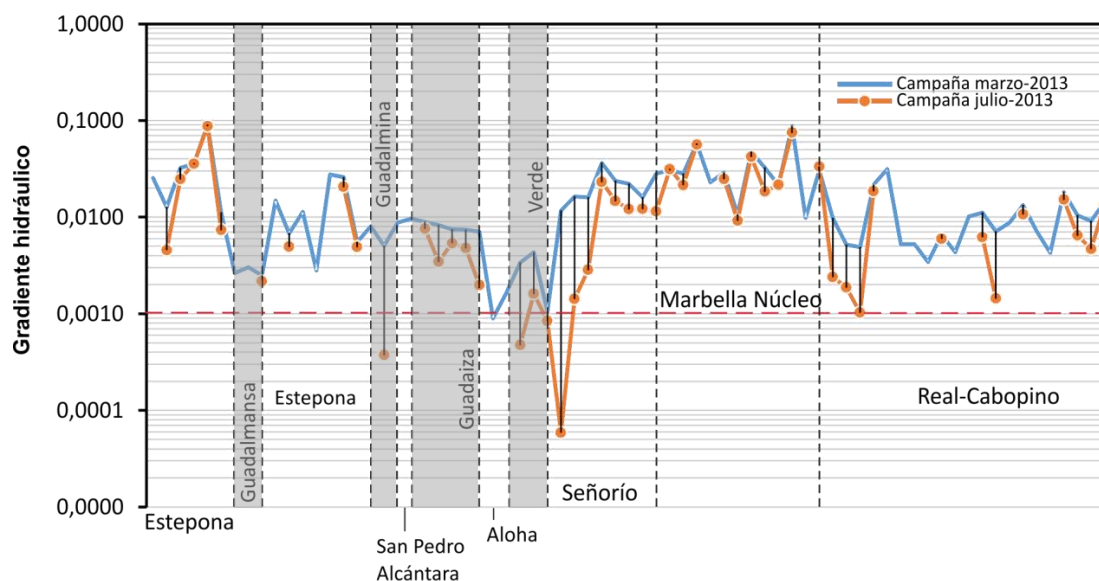


Figura 4.4. Variación longitudinal, de oeste a este, de los gradientes hidráulicos calculados en los puntos de control piezométrico de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. Nota: la línea discontinua roja se refiere al valor umbral propuesto por Ferguson y Gleeson (2012) para evaluar el riesgo de intrusión marina y el sombreado gris a los acuíferos cuaternarios

La información relativa a los límites y geometría de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona (apartado 4.4) y a la distribución espacial de las cotas piezométricas (mapas de isopiezas) ha permitido distinguir un conjunto de acuíferos formados por sedimentos de edad Plioceno y Cuaternario que afloran a lo largo de la línea de costa. En este sentido, los criterios que se han tenido en cuenta a la hora de diferenciar dichos acuíferos han sido principalmente dos. Por un lado, el contraste litológico entre los materiales cuaternarios y pliocenos, constituidos por gravas y arenas, y por conglomerados, limos-arenosos y arcillas, respectivamente. Dicho contraste lleva asociado otro hidrogeológico o de permeabilidades, con mayores valores en las formaciones aluviales. Esta diferencia de permeabilidad es coherente con los gradientes hidráulicos más elevados observados en las formaciones pliocenas (Fig. 4.4). Por otro lado, la diferenciación de acuíferos se ha complementado con el análisis del mapa de isopiezas (Fig. 4.3). Además, se han considerado otros factores que han permitido dotar de más argumentos a la diferenciación antes citada, tales como la presencia de afloramientos miocenos de baja permeabilidad (Aguado *et al.*, 1990) y los frecuentes cambios laterales de facies que caracterizan a los materiales de edad Plioceno (Lupiani, 2007; Martínez *et al.*, 2009; Trabelsi *et al.*, 2011). Además, en la zona de estudio estos materiales presentan una longitud (40 km), muy superior a su anchura (2 km).

Todos estos condicionantes han permitido diferenciar varios acuíferos, que son, de oeste a este: el acuífero plioceno de Estepona y los acuíferos aluviales de los ríos Padrón y Guadalmansa, el acuífero aluvial del río Guadalmina, el acuífero plioceno de San Pedro de Alcántara, el acuífero aluvial del río Guadaiza, el acuífero plioceno de Aloha, el acuífero aluvial del Río Verde y el acuífero plioceno de Marbella Núcleo – Sector Oriental, que incluye los afloramientos pliocenos de los sectores denominados Señorío, Marbella Núcleo y Real-Cabopino. En el caso del acuífero plioceno de Estepona, se han considerado criterios litológicos e hidrogeológicos con objeto de diferenciarlo de las formaciones cuaternarias de los ríos Padrón, Guadalmansa y Guadalmina. Su individualización con respecto al resto de afloramientos

pliocenos se debe a la existencia de un paquete de margas miocenas (Fig. 4.2), que actúa como barrera al flujo de agua subterránea. Dicho paquete también determina la falta de conexión hidrogeológica entre los acuíferos pliocenos de San Pedro de Alcántara y Aloha, así como la presencia de un pequeño afloramiento de arcillas del Flysch del Campo de Gibraltar. Por lo que respecta a la formación pliocena de San Pedro de Alcántara, no habría que descartar que exista cierta descarga subterránea hacia los niveles arenosos y conglomeráticos del Plioceno desde los acuíferos aluviales de los ríos Guadalmina y Guadaiza o viceversa, a tenor de la información proporcionada por el mapa de isopiezas (Fig. 4.3). Las discontinuidades piezométricas observadas entre los acuíferos pliocenos de Aloha y Marbella Núcleo – Sector Oriental y la formación cuaternaria del río Verde han sido uno de los criterios utilizados para individualizarlos. En este último caso, también se ha tenido en cuenta el contraste litológico y de permeabilidades entre los materiales pliocenos y cuaternarios. La diferenciación que aquí se presenta ya se apuntaba en el trabajo de Linares y Trenado (1988), quienes concluyeron que debía existir cierta sectorización debido a la peculiar disposición geométrica de los materiales acuíferos. La propuesta de clasificación de acuíferos realizada en la presente Tesis Doctoral no deja de ser una primera aproximación que puede ser objeto de actualización en la medida que se tenga más información.

Desde el punto de vista de dicha sectorización, la empresa de aguas Hidralia diferencia en el término municipal de Marbella un total de 6 unidades de explotación, que coinciden con el acuífero aluvial del río Guadalmina, el acuífero plioceno de San Pedro de Alcántara, el acuífero plioceno de Aloha, el acuífero aluvial del río Verde, el acuífero plioceno del Señorío y el acuífero plioceno de Marbella Núcleo – Sector Oriental. Durante el desarrollo de la presente investigación no se han encontrado criterios hidrogeológicos, tales como la presencia de afloramientos de baja permeabilidad que actúen como barreras al flujo de agua subterránea o cotas piezométricas claramente diferentes, que justifiquen la individualización del sector del Señorío. Aun así, en la presente Tesis Doctoral se ha considerado como una unidad de explotación independiente debido al control detallado que realiza la empresa Hidralia de los volúmenes bombeados y los niveles piezométricos, lo cual ha posibilitado su inclusión en el modelo de uso conjunto elaborado en AQUATOOL (véase apartado 5.5.3).

4.5.1.2 Evolución temporal

4.5.1.2.1 Series históricas

El control piezométrico de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona se inició por el IGME en 1981, en el área comprendida entre Marbella y Cabopino (Fig. 4.2). En 1983, se incorporaron los afloramientos pliocenos y cuaternarios del municipio de Estepona, con una red piezométrica compuesta por 55 puntos. La red sufrió diferentes modificaciones por diferentes motivos, tales como la inaccesibilidad de algunos puntos de medida, la desaparición física de piezómetros o la sustitución de unos puntos de control por otros. Las medidas finalizaron el año 2001 cuando la administración autonómica competente en materia de aguas asumió el seguimiento y control de las masas de agua subterránea. En la figura 4.5 se muestra la

evolución de las cotas piezométricas en los puntos control que presentan un mayor número de medidas. En general, se han diferenciado cuatro periodos con diferentes tendencias piezométricas. En el primer periodo (1982-1987), no se han observado tendencias significativas, a excepción del punto de control S-100, con una tendencia ascendente que se inició en el año 1983 y se mantuvo hasta 1990. En el segundo periodo (1987-1990) tuvo lugar un ascenso generalizado de las cotas piezométricas, principalmente en los acuíferos aluviales de los ríos Verde y Guadalmina y en el acuífero plioceno de Marbella Núcleo - Sector Oriental. En el tercer periodo (1990-1995) se han identificado cotas piezométricas negativas en los puntos de control W-42, W-38, W-24, W-63, S-121, como consecuencia de los años secos de la denominada Metasequía. Tras dicho periodo, se sucedieron una serie de años hidrológicos húmedos (1995/96, 1996/97, 1997/98) que dieron lugar a una recuperación del estado hidrodinámico de los acuíferos.

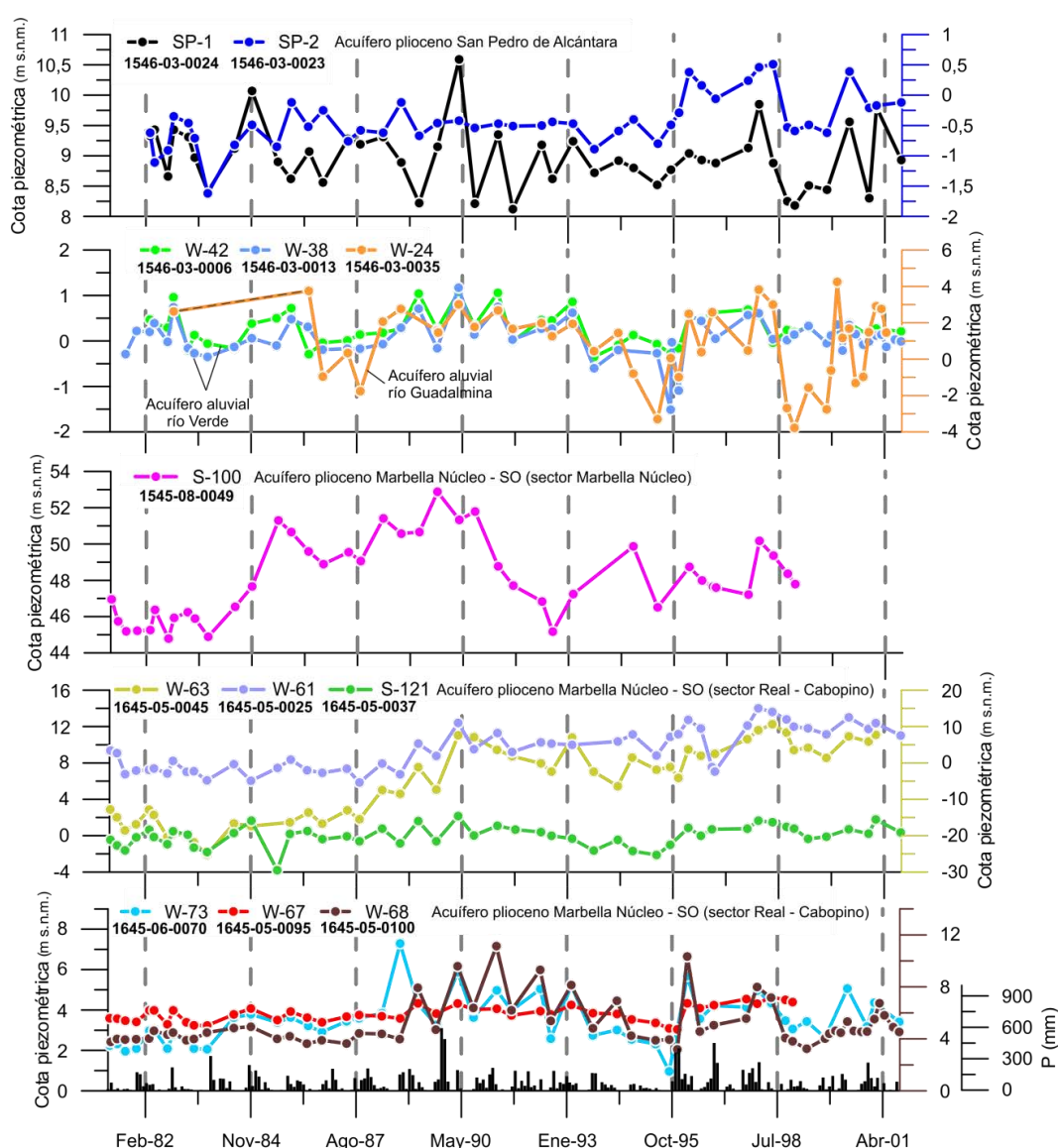


Figura 4.5. Evolución mensual de las cotas piezométricas registradas en los puntos de la red de control del IGME. Nota: los códigos se refieren a distintos pozos y sondeos inventariados durante la Tesis Doctoral que por su situación podrían corresponder a los puntos de control de IGME; SO = Sector Oriental

4.5.1.2.2 Análisis de series piezométricas

La estimación del estado de las reservas de agua en los acuíferos se puede realizar a partir del análisis temporal de los niveles piezométricos. Cada punto de control debe disponer de una serie de medidas que contemple, al menos, periodos secos y lluviosos, para evaluar su idoneidad como indicador y su representatividad dentro de la masa de agua subterránea (Lambán *et al.*, 2011).

Con el fin de referir las series piezométricas a un valor numérico adimensional que permita cuantificar el estado cuantitativo y la situación actual en relación con la proximidad a una situación de sequía y comparar el comportamiento de los distintos piezómetros (y acuíferos) entre sí, se han establecido dos índices, el de llenado (*iLL*) y el de estado (*Ie*).

El índice de llenado (*iLL*) o *filling index* representa el estado cuantitativo del acuífero a partir del análisis de las oscilaciones máximas y mínimas. Se entiende por índice de llenado al cociente entre el nivel medido en el mes *i* respecto al mínimo histórico y la diferencia de los valores máximos y mínimos históricos en dicha fecha (Pernía *et al.*, 2005; Van Camp *et al.*, 2010; Perez *et al.*, 2015).

$$iLL = \frac{NP_i - (NP_{MIN})}{(NP_{MAX}) - (NP_{MIN})}$$

Donde:

i, es la fecha (mes) en que se efectúa la medida

NP_i , es la cota piezométrica medida en el mes *i*

NP_{MAX} , es la cota piezométrica máxima en el periodo histórico considerado

NP_{MIN} , es la cota piezométrica mínima en el periodo histórico considerado

El índice de llenado mensual es un porcentaje que compara la situación del acuífero en un mes con la situación de máximo almacenamiento conocido (cota piezométrica máxima, que corresponde a un índice de llenado del 100%) y la situación de mínimo almacenamiento conocido (cota piezométrica mínima, índice de llenado del 0%).

Los valores del índice de estado o *status index*, al igual que los del índice de llenado, están comprendidos entre 0 (correspondiente al mínimo valor histórico de cota piezométrica) y 1 (correspondiente al máximo valor histórico de cota piezométrica). Para el cálculo del índice de estado se adopta una doble formulación en función de si el valor medido en el mes *i* es mayor o menor que la media aritmética del periodo histórico (CHJ, 2005).

$$\text{- Si } V_i \geq V_{med} \rightarrow Ie = \frac{1}{2} * \left[1 + \frac{V_i - V_{med}}{V_{max} - V_{med}} \right]$$

$$\text{- Si } V_i < V_{med} \rightarrow Ie = \frac{V_i - V_{min}}{2 * (V_{med} - V_{min})}$$

4. HIDROGEOLOGÍA

Donde:

V_i , valor de la cota piezométrica en el mes i

V_{med} , valor medio de la cota piezométrica en el periodo histórico

V_{max} , valor máximo de la cota piezométrica en el periodo histórico

V_{min} , valor mínimo de la cota piezométrica en el periodo histórico

Cuando el valor de la medida está comprendido entre la media de la serie y su valor máximo, el índice de estado dará una cifra que oscilará entre 0,5 y 1, mientras que en el caso de que la medida sea inferior al valor medio, lo hará entre 0 y 0,5.

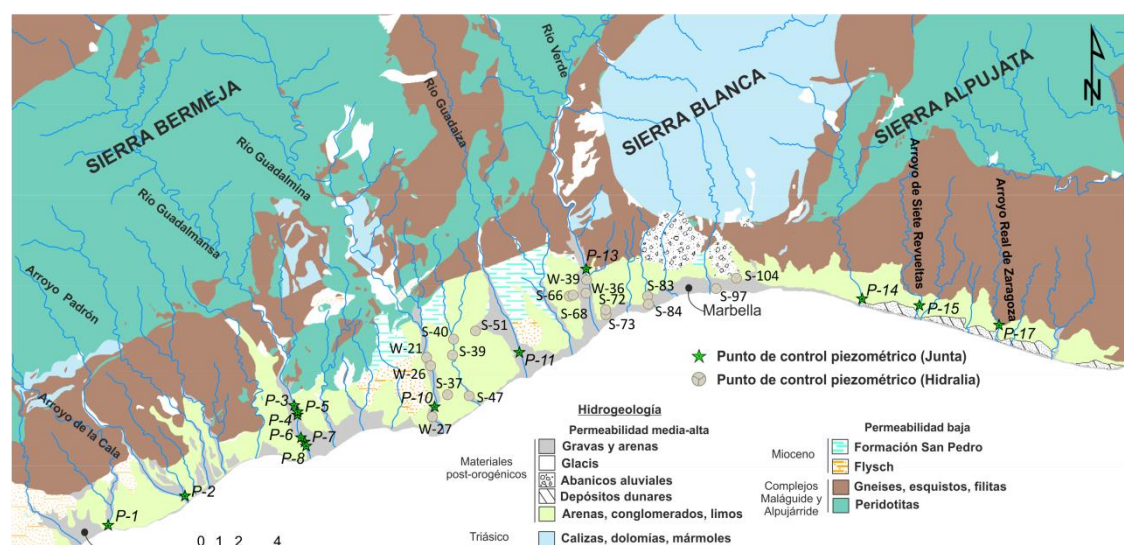
El valor del índice de estado se divide, a efectos de diagnóstico de la situación de sequía, en los siguientes niveles:

- $I_e \geq 0,5$: situación de normalidad
- $0,3 \leq I_e < 0,5$: situación de prealerta
- $0,15 \leq I_e < 0,3$: situación de alerta
- $I_e < 0,15$: situación de emergencia

En el Plan Especial de Actuación en Situaciones de Alerta y Eventual Sequía del Distrito Hidrográfico Mediterráneo del año 2006, el piezómetro del arroyo de la Cala (P-1) es uno de los indicadores del sistema de explotación I-3 (Costa del Sol Occidental).

- Redes de control piezométrico

El análisis de series piezométricas se ha llevado a cabo en los puntos de control oficial de la Junta de Andalucía y en algunas captaciones de la empresa Hidralia (Fig. 4.6).



La red de control piezométrico consta de 32 puntos, 14 piezómetros oficiales de la Junta de Andalucía (Agencia de Medio Ambiente y Agua -AMAYA-) y 18 sondeos de la empresa Hidralia. Dichos puntos se encuentran distribuidos a lo largo de la línea de costa, con una densidad de puntos menor en los extremos oriental y occidental de la zona de estudio (Fig. 4.6).

De los 14 piezómetros que integran la red de la AMAYA, 6 se encuentran en el entorno del acuífero aluvial del río Guadalmanza (puntos P-3, P-4, P-5, P-6, P-7 y P-8) y el resto están distribuidos por otras formaciones pliocenas y cuaternarias aluviales de los ríos: Verde (P-13), Guadalmina (P-10) y Guadaiza (P-11). En el plioceno de Estepona se controlan dos piezómetros, ubicados en las proximidades del río Padrón (P-2) y el arroyo de La Cala (P-1). En el plioceno de Marbella se encuentra el piezómetro del Río Real (P-14). En el sector oriental del área de estudio existen dos puntos de control (P-15 y P-17), localizados en los cauces de los arroyos Siete Revueltas y Real de Zaragoza, de los que se desconoce su profundidad y, por tanto, en qué medida son representativos del comportamiento del acuífero plioceno de Marbella.

La mayoría de los puntos de control piezométrico de la empresa Hidralia son captaciones destinadas al abastecimiento urbano. Por tanto, los niveles piezométricos medidos en dichas captaciones se encuentran influenciados por la explotación realizada en cada batería de sondeos.

Del total de pozos y sondeos para abastecimiento a Estepona en los que se dispone de medidas de piezometría sólo se ha incluido la captación Pozo Nº2 (código W-27), ya que el resto no cuenta con series de datos lo suficientemente representativas. En Marbella, los puntos con medidas de nivel piezométrico están distribuidos por todo el territorio, a excepción del sector oriental del acuífero (Fig. 4.6).

La selección de los puntos de control piezométrico se ha basado en los siguientes criterios:

- Series de mayor longitud.
- Continuidad en el registro de datos.
- Series representativas del comportamiento de los acuíferos cuaternarios y pliocenos.
- Distribución espacial.

En función de dichos criterios, los piezómetros elegidos han sido los marcados en verde en la tabla 4.2: La Cala, Río Padrón, Pz-2, Guadaiza Pz-1, Siete Revueltas Pz-1 y Real de Zaragoza Pz-1 (red AMAYA) y Pozo Río Guadalmina, Pozo Nº2, Las Escuelas, Aloha Bajo, Río Verde Marbella-3, Río Verde Nueva Andalucía-4, Torreverde y Camilo José Cela (red Hidralia).

4. HIDROGEOLOGÍA

Código	Estación	Cota (m s.n.m.)	Prof.obra (m)	Periodo datos	Dist. Costa (m)	Acuífero
P-14	Río Real. P06040-001B	7,8	108	2007-2015	340	Plioceno
P-11	Guadaiza Pz-1. P06040-001S	11,3	18	1998-2015	918	Cuaternario
P-13	Río Verde. Rambla Marbella Istán. P06040-002B	16,0	28	2007-2015	2620	Cuaternario
P-4	Pz-2. P06040-002S	11,9	105,5	1995-2015	1689	Pliocuaternalio
P-10	Guadalmina. Urbanización Alhambra. P06040-003B	8,9	30	2007-2015	1070	Cuaternario
P-7	Pozo E.1. P06040-003S	5,1	13,5	1995-2013	731	Cuaternario
P-8	Guadalmansa. (Guadalmina Estepona). P06040-004B	3,7	41	2007-2015	570	Cuaternario
P-6	Pozo-E2. P06040-004S	5,0	10,2	1996-2013	890	Cuaternario
P-2	Río Padrón. P06040-005B	3,1	193	1995-2015	351	Plioceno
P-1	La Cala. P06040-006B	3,1	217	1995-2015	144	Plioceno
P-5	Guadalmansa Nuevo 1. P06040-006S	12,0	102	2003-2015	1797	Pliocuaternalio
P-3	Guadalmansa Nuevo 2. P06040-007S	14,3	46	2004-2015	2019	Pliocuaternalio
P-17	Real de Zaragoza Pz-1. P06040-011S	7,3	-	1998-2015	649	-
P-15	Siete Revueltas Pz-1. P06040-012S	5,5	-	1998-2015	535	-
W-27	Pozo N°2	6,9	8	2002/2014	714	Cuaternario
W-21	Pozo Río Guadalmina	25,1	15,5	1999/2014	2691	Cuaternario
W-26	Guadalmina N°6	23,5	8,6	2001/2014	2492	Cuaternario
S-37	Capilla	25,9	138	2002/2014	1272	Plioceno
S-47	Guadalmina N°9	5,7	149	2002/2014	640	Plioceno
S-40	CSKY-2	38,2	106	1998/2014	3028	Plioceno
S-39	Pozo Medranas	22,7	-	2009/2014	2475	Plioceno
S-51	Las Escuelas	51,1	135	1998/2014	2778	Plioceno
S-66	Aloha Bajo	24,2	115	1998/2014	2120	Plioceno
S-68	Urb. Aloha-2	16,2	-	2003/2014	2103	Plioceno
W-39	Río Verde Marbella-3	13,1	19	1998/2014	2267	Cuaternario
W-36	Río Verde Nueva Andalucía-4	10,0	49	1998/2014	1817	Cuaternario
S-73	Oasis Marbella	9,9	-	1999/2014	372	Plioceno
S-72	Oasis Manchones	14,8	-	2001/2014	528	Plioceno
S-83	Señorio-2	24,1	114	1998/2014	563	Plioceno
S-84	Torreverde	14,3	59	1998/2014	277	Plioceno
S-104	Jacinto Benavente-2	28,7	96	1998/2014	493	Plioceno
S-97	Camilo José Cela	12,0	110	1997/2014	112	Plioceno

Tabla 4.2. Características de los puntos de la red de control piezométrico. Nota: sombreado verde (puntos seleccionados para el análisis del estado hidrodinámico de los acuíferos)

- Red de control de la Agencia de Medio Ambiente y Agua

Las medidas de nivel piezométrico proceden de la base de datos del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), hasta el año 2001, y posteriormente de la Agencia de Medio Ambiente y Agua (AMAYA). Dichas series abarcan el periodo 1995 - 2015 y tienen periodicidad mensual (Fig. 4.7). Se observa claramente cómo la cota piezométrica varía en todos los puntos de control desde máximos en invierno hasta mínimos en verano. El valor medio de la cota piezométrica se encuentra por encima del nivel del mar en todos los piezómetros, a excepción del P-1 (-0,8 m s.n.m.).

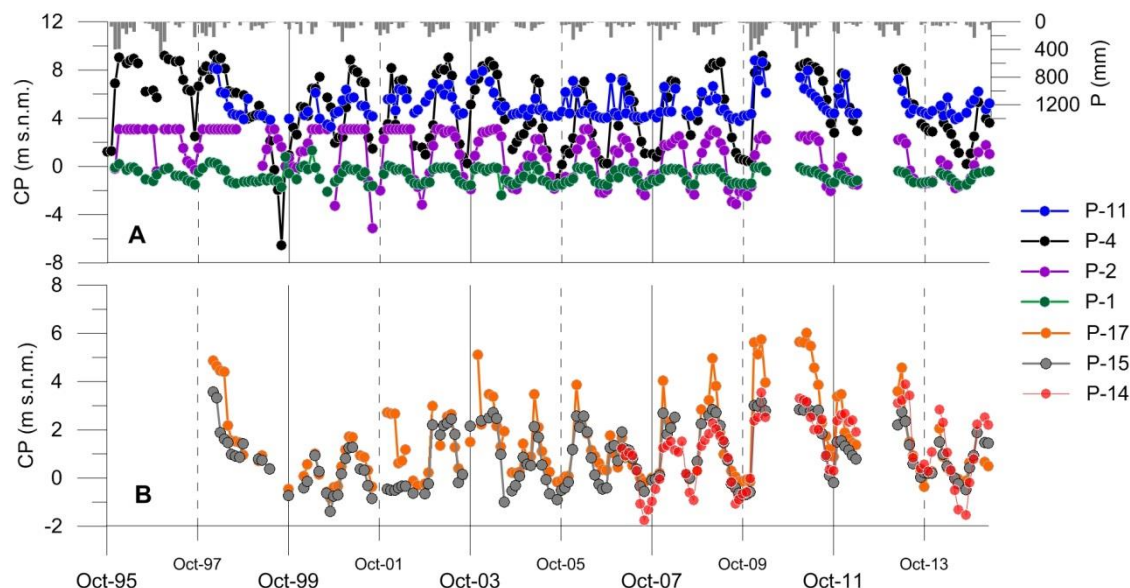


Figura 4.7. Evolución piezométrica de los puntos de control seleccionados. Nota: CP = cota piezométrica, P = precipitación

Las mayores fluctuaciones del nivel piezométrico se registran en el punto de control ubicado en la margen derecha del río Guadalmanza (P-4), a mayor distancia de la línea de costa. Dicho piezómetro tiene una profundidad de 105,5 metros y capta principalmente el acuífero plioceno de Estepona, al igual que los puntos de control del río Padrón (P-2) y arroyo de la Cala (P-1). El piezómetro P-2 es surgente durante varios meses desde el comienzo del registro hasta prácticamente el año 2003 (Fig. 4.7.A), a partir del cual los máximos piezométricos descienden progresivamente. Por lo que respecta a las evoluciones piezométricas de los puntos situados en los arroyos Real de Zaragoza y Siete Revueltas (P-17 y P-15, respectivamente), cabe señalar que presentan una evolución muy similar entre sí y parecida a la piezometría del punto P-14 (Fig. 4.7.B), que atraviesa principalmente materiales pliocenos (108 metros de profundidad). Esto parece indicar que los piezómetros P-17 y P-15 (de profundidad desconocida) podrían estar captando, además de los niveles de gravas y arenas del cuaternario de los arroyos Real de Zaragoza y Siete Revueltas, los conglomerados, arcillas y limos del Plioceno subyacente.

El índice de llenado (iLL) de los 6 puntos de control se muestra en la figura 4.8. Todos los puntos de control presentan índices inferiores al 50% en alguna época del año, con un menor porcentaje de cotas piezométricas por debajo de dicho valor en los piezómetros P-4 y P-2 (Fig. 4.8.A). La evolución de los índices de llenado de los puntos P-11, P-17 y P-15 (Fig. 4.8.B) podría estar relacionada con una escasa capacidad de regulación por parte de los acuíferos objeto de

control, que propiciaría llenados y vaciados anuales. En este caso, no tienen cabida diferentes comportamientos relacionados con la existencia de captaciones en las proximidades de los piezómetros, ya que no se han inventariado sondeos que se encuentren en explotación en el entorno más cercano de los puntos de control. Aun así, los puntos de control P-11, P-17 y P-15 (Fig. 4.8) coinciden con sectores acuíferos sometidos históricamente a una explotación intensiva de sus recursos.

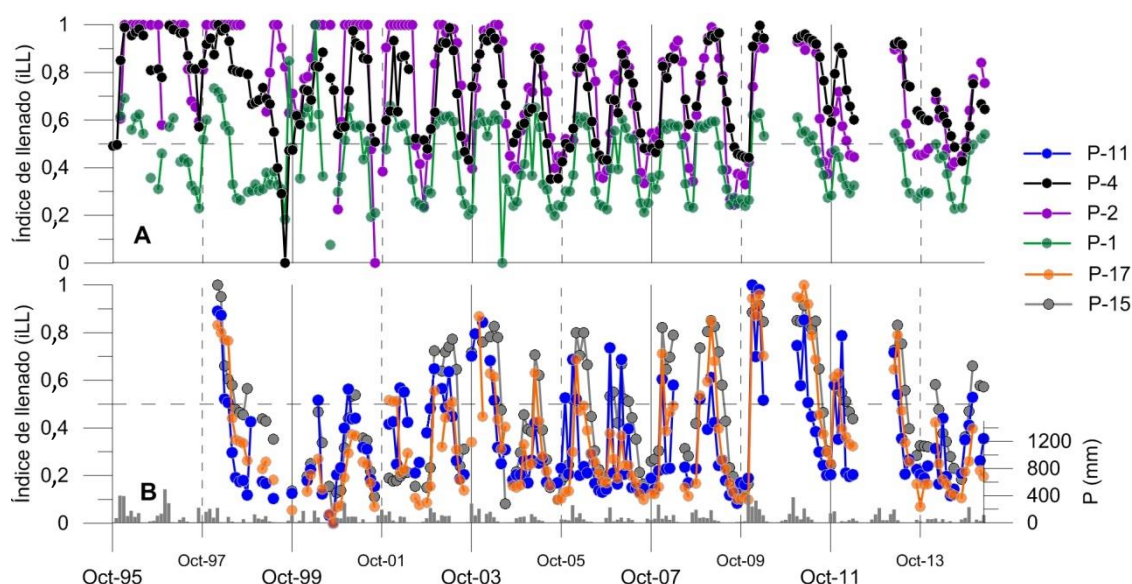


Figura 4.8. Evolución del índice de llenado (iLL) en los puntos de control seleccionados. Nota: línea discontinua = 50% del índice de llenado

En la figura 4.9 se representa la evolución del índice de estado (Ie) durante el periodo 1995-2015. Debido a la dualidad en el cálculo de dicho índice (depende si la cota piezométrica es superior o inferior a la media aritmética), las diferencias entre los puntos de control han disminuido con respecto al índice de llenado, en especial en el piezómetro P-1 (Fig. 4.9.A).

Se observa una tendencia generalizada al empeoramiento del estado cuantitativo en los últimos años del periodo de estudio, con valores del índice de estado en torno a 0,6 en los meses de invierno de los años 2014 y 2015 (Figs. 4.9.A,B). Aun así, ningún piezómetro se encuentra en situación de alerta o emergencia en el último mes de medida (marzo de 2015). Los piezómetros P-11, P-17 y P-15 alcanzaron niveles de emergencia y alerta en el 35, 36 y 29% de los meses, respectivamente. Por otro lado, los puntos de control P-4, P-1 y P-2 presentan mejor estado cuantitativo, con prácticamente la mitad de los índices de estado en fase de normalidad (Fig. 4.10). En todos los puntos de control, la suma del porcentaje de meses en niveles de normalidad y prealerta es superior al 65%, con un valor de 96% en el piezómetro P-4.

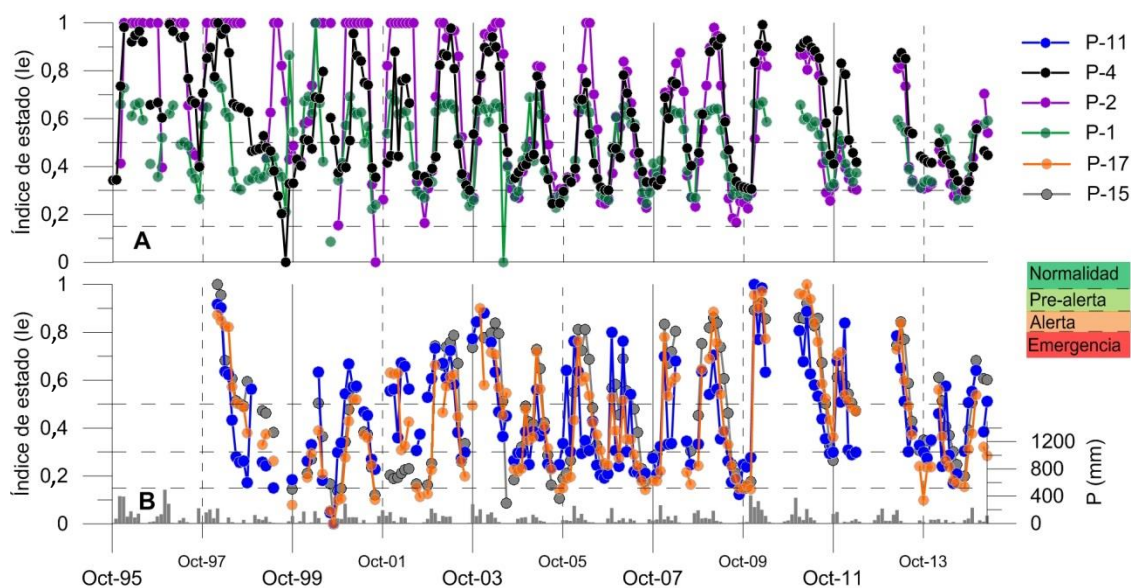


Figura 4.9. Evolución del índice de estado (Ie) en los puntos de control seleccionados

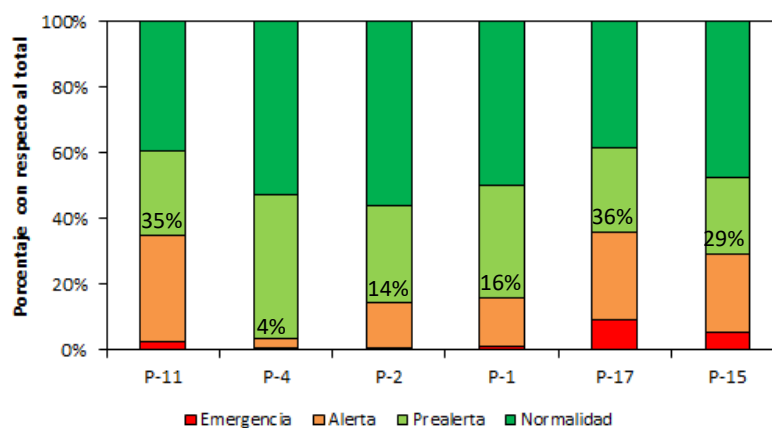


Figura 4.10. Reparto porcentual de los niveles de alerta frente a situaciones de sequía en los puntos de control seleccionados. Nota: valor porcentual = % emergencia + % alerta

Con el objetivo de detectar posibles tendencias a largo plazo se han calculado las desviaciones acumuladas del índice de estado y de la precipitación con respecto a la media (Fig. 4.11). Se han utilizado los valores del índice de estado con objeto de comparar todas las desviaciones acumuladas en un mismo gráfico, ya que las evoluciones piezométricas en cada punto se encuentran normalizadas para el cálculo de dicho índice.

La figura 4.11 se ha dividido en 3 periodos de estudio en función de las tendencias observadas en la desviación acumulada de la precipitación. Por lo que respecta a las desviaciones acumuladas del índice de estado se observan dos comportamientos diferentes. La desviación acumulada de dicho índice en los piezómetros P-11, P-4, P-17 y P-15 sigue una evolución similar a la de la precipitación, con tendencias ascendentes en los periodos húmedos y descendentes en los secos. En el piezómetro P-2, y en menor medida en el punto de control P-1, existe una tendencia ascendente hasta junio de 2004, seguida de un descenso continuado que se vio interrumpido por las abundantes lluvias de comienzos del año hidrológico 2009/2010.

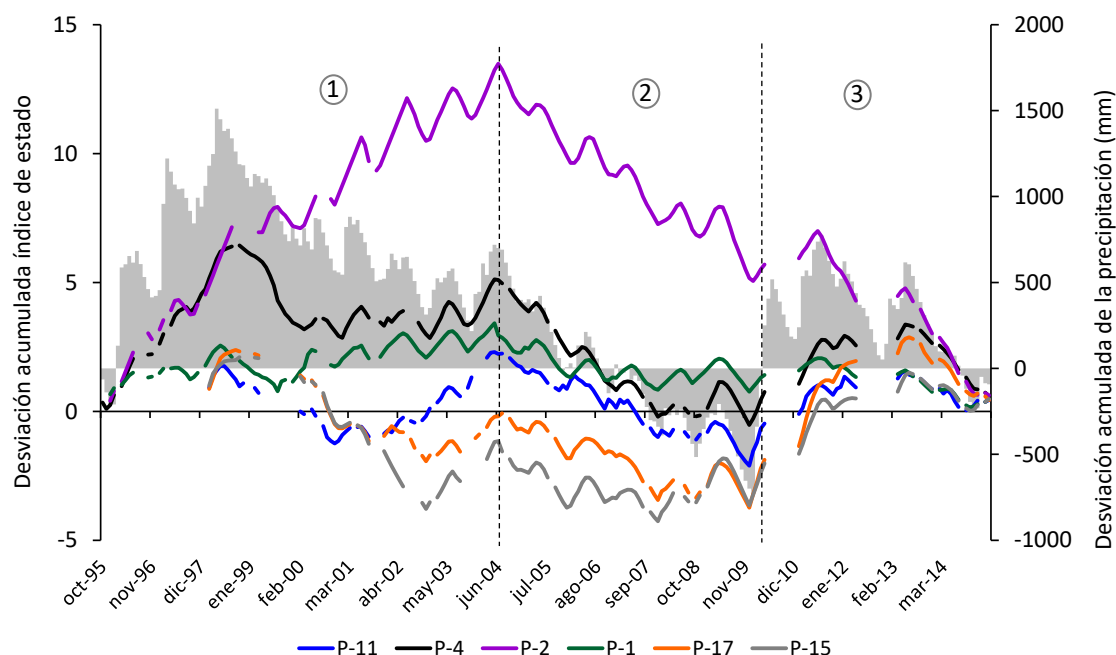


Figura 4.11. Desviaciones acumuladas del índice de estado (Ie) y la precipitación con respecto a la media

Con objeto de comprobar estadísticamente si existen tendencias descendentes en los piezómetros del río Padrón (P-2) y del arroyo de la Cala (P-1) se han calculado sus cotas piezométricas medias anuales y se ha realizado un análisis de regresión lineal simple (Fig. 4.12).

Andjelov (2008) propuso el método “*Critical Groundwater Level Method*” para evaluar el estado cuantitativo de los acuíferos a partir del análisis de tendencias de series piezométricas. Dicho método define 5 grupos de tendencias en función de la pendiente de la recta y el p-valor obtenido (Tabla 4.3).

Los puntos de color rojo representan años en los que se dispone de información en menos del 50% de los meses. Dichos años no se han tenido en cuenta en el análisis de regresión lineal. En ambos piezómetros se detecta estadísticamente una tendencia descendente anual, con p-valor de 0,00 y 0,42 (límite 0,5) para el test estadístico de t-Student a un nivel de significación del 95%. La significación estadística de dicha tendencia es mucho mayor en el caso del río Padrón, con una pendiente negativa de -0,15 (Fig. 4.12).

La existencia de valores del parámetro CMAP (cota piezométrica media anual predicha) próximos a MC_{3m} (cota mínima media durante 3 meses consecutivos) indica riesgo de no alcanzar un buen estado cuantitativo (Andjelov, 2008). La diferencia entre los valores de CMAP y MC_{3m} en el piezómetro del arroyo de la Cala (0,6 m s.n.m.) es inferior que en el río Padrón (1,8 m s.n.m.).

4. HIDROGEOLOGÍA

Grupos	Pendiente (P)	Significación estadística	Descripción
A	$P > 0$	$p\text{-valor} < 0,05$	Tendencia ascendente
B	$P > 0$	$0,06 < p\text{-valor} < 0,5$	Probable tendencia ascendente
C	$-1 < P < 1$	$p\text{-valor} > 0,5$	No hay tendencia
D	$P < 0$	$0,06 < p\text{-valor} < 0,5$	Probable tendencia descendente
E	$P < 0$	$p\text{-valor} < 0,05$	Tendencia descendente

Tabla 4.3. Tipos de tendencias definidas a partir del análisis de regresión lineal simple. Modificado de Andjelov (2008)

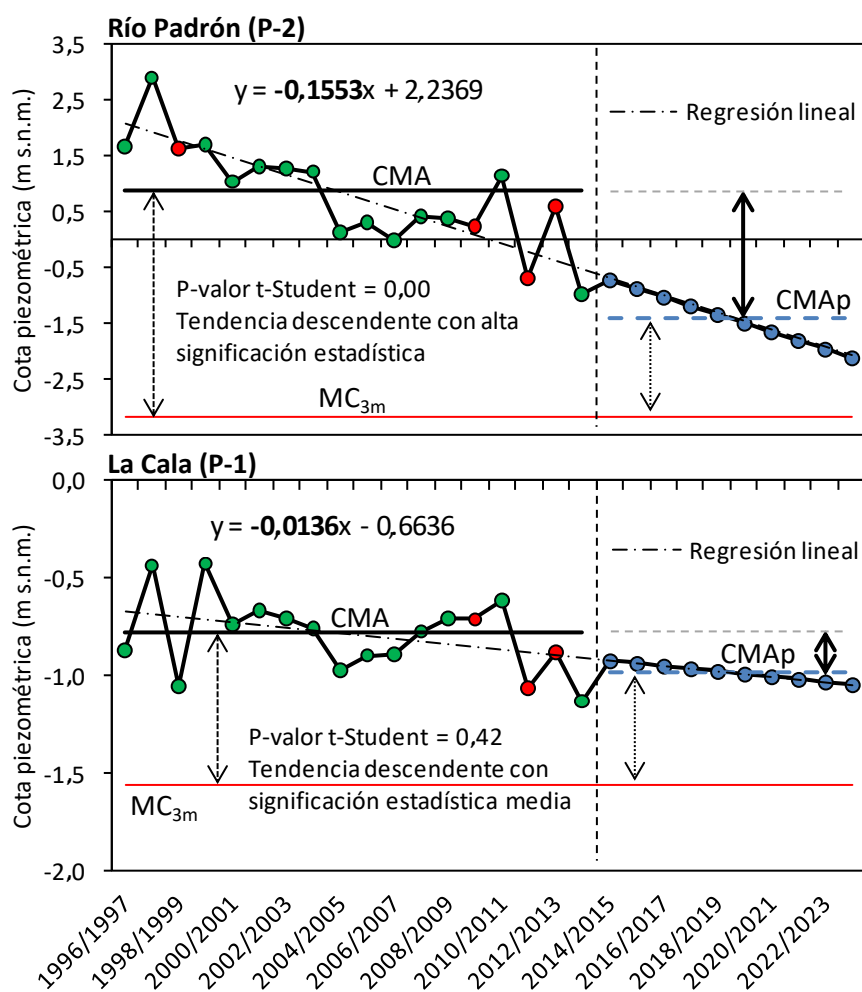


Figura 4.12. Cotas piezométricas medias anuales en los piezómetros del río Padrón (P-2) y del arroyo de la Cala (P-1).
Nota: CMA = cota media anual, CMAp = cota media anual predicha, MC_{3m} = cota mínima media alcanzada durante 3 meses consecutivos

- Red control de la empresa Hidralia

Se han elegido 8 puntos de control piezométrico de la base de datos de Hidralia, con mayor cantidad de información, continuidad en el registro y representatividad espacial (Fig. 4.6). Del total de puntos seleccionados, 4 se sitúan en los acuíferos aluviales de los ríos Guadalmina (W-27, W-21) y Verde (W-39, W-36) y los restantes en las distintas formaciones pliocenas que afloran en el municipio de Marbella. Los niveles piezométricos registrados no son estáticos ya que se midieron a escasos metros de captaciones en las que se bombea durante gran parte del año.

En los acuíferos aluviales, el rango de cotas piezométricas se sitúa entre -1,6 (W-39) y 24,2 m s.n.m. (W-21). Las evoluciones piezométricas de los pozos del acuífero aluvial del río Verde (W-39 y W-36) son muy similares entre ellas, aunque con mayores valores que la media y la mediana en el punto W-39. En ambas captaciones se alcanzaron cotas piezométricas negativas durante los meses de verano de los años 2005 y 2009 (Fig. 4.13.A). Dichas cotas no se observan en los puntos de control del acuífero aluvial del río Guadalmina (W-27 y W-21), que al igual que los pozos del acuífero aluvial del río Verde, muestran un comportamiento marcadamente estacional, con mínimos piezométricos en verano y máximos en invierno. Como consecuencia de las abundantes lluvias registradas a comienzos del año hidrológico 2009/2010, las cotas piezométricas ascendieron rápidamente en los 4 puntos de control (Fig. 4.13.A). Dicho ascenso fue mayor en los pozos del acuífero aluvial del río Verde (W-39 y W-36), cuyo rango de cotas piezométricas experimentó un cambio notable y se situó claramente por encima del nivel del mar (Fig. 4.13.A).

Por lo que respecta a los acuíferos pliocenos (Fig. 4.13.B), se diferencian tres comportamientos piezométricos relacionados con los sondeos Torreverde (S-84) y Camilo José Cela (S-97), Aloha Bajo (S-66) y Las Escuelas (S-51). En el caso de los sondeos S-84 y S-97, las cotas piezométricas negativas registradas al inicio del periodo de estudio experimentan un ascenso notable a comienzos del año 2000. En el sondeo Torreverde dicho ascenso está relacionado con el inicio de la experiencia de recarga artificial que tiene lugar en el sector del Señorío de Marbella, la cual ha motivado una mejora evidente del estado cuantitativo del acuífero (Jaén *et al.*, 2003). Las lluvias de finales de 2009 y comienzos de 2010 provocaron un nuevo ascenso piezométrico, más significativo en la captación Torreverde (S-84), sucedido (en el caso del sondeo S-97) por un descenso muy marcado de las cotas piezométricas, que terminaron alcanzando valores negativos.

En el sondeo Aloha Bajo (S-66), las cotas piezométricas se encuentran de forma casi permanente por debajo del nivel del mar (Fig. 4.13.B). Sólo debido a las intensas lluvias del año hidrológico 2009/2010 llegan a registrarse valores positivos. La explotación llevada a cabo por Hidralia en este sector del acuífero plioceno, con un valor medio de 258.000 m³/año, no explicaría la presencia de cotas piezométricas negativas durante la mayor parte del periodo de estudio. No obstante, en las inmediaciones del sondeo existen captaciones privadas destinadas al abastecimiento urbano y al riego de jardines (incluido un campo de golf) que pueden estar influyendo en el estado hidrodinámico del acuífero.

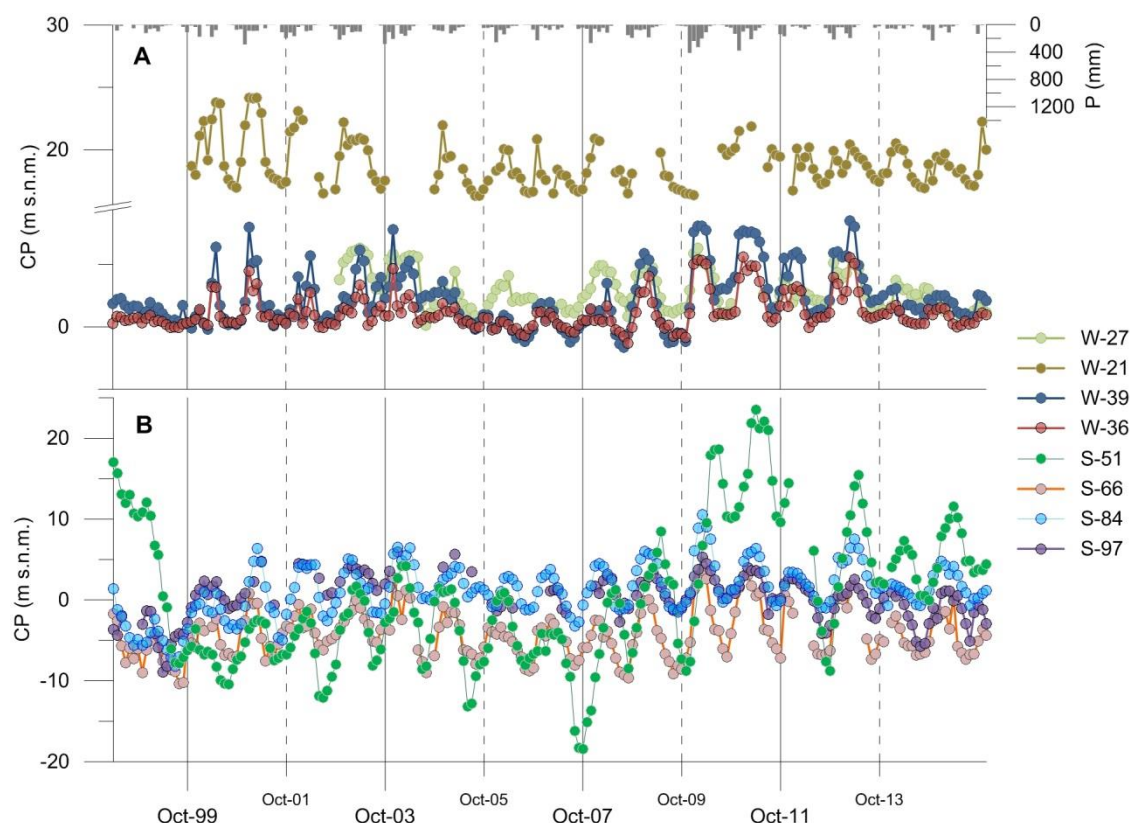


Figura 4.13. Evolución piezométrica en los sondeos de Hidralia ubicados en los acuíferos aluviales (A) y pliocenos (B).
Nota: CP = cota piezométrica, P = precipitación

El punto de control denominado Las Escuelas (S-51) presenta una evolución muy diferente al resto de sondeos, con un rango de variación de 41,9 m. Además de la diferencia en el rango de valores, existe un desfase en las cotas piezométricas máximas, sobre todo a partir del año 2007. Dichas cotas suelen alcanzarse en mayo, junio o julio, con un desfase que varía entre 4 y 6 meses con respecto al resto de captaciones. Esto podría ser debido a la estrategia de explotación que se viene realizando durante los últimos años en los materiales pliocenos de San Pedro de Alcántara (apenas se bombea durante los meses de recarga) y a un comportamiento más inercial del acuífero.

En la figura 4.14 se presenta el índice de llenado (iLL) para los 8 puntos de control seleccionados. Todas las captaciones tienen, en algún momento del periodo de estudio, valores del índice inferiores al 50%, aunque esto ocurre más en las captaciones situadas en los acuíferos aluviales (Fig. 4.14.A). El valor medio del porcentaje de índices de llenado por debajo del 50% en los piezómetros de los acuíferos aluviales es del 73%, frente al 51% en los puntos que controlan las formaciones pliocenas. Esto podría ser debido a la mayor explotación que tiene lugar en los acuíferos aluviales y a una menor capacidad de regulación de los recursos, al tratarse de formaciones altamente permeables, de dimensiones reducidas y conectadas con el mar. Por lo que respecta a los puntos de control en materiales pliocenos (Fig. 4.14.B), los menores índices de llenado corresponden con los sondeos S-51 y S-66, que se sitúan en sectores donde se lleva a cabo una mayor explotación de las aguas subterráneas.

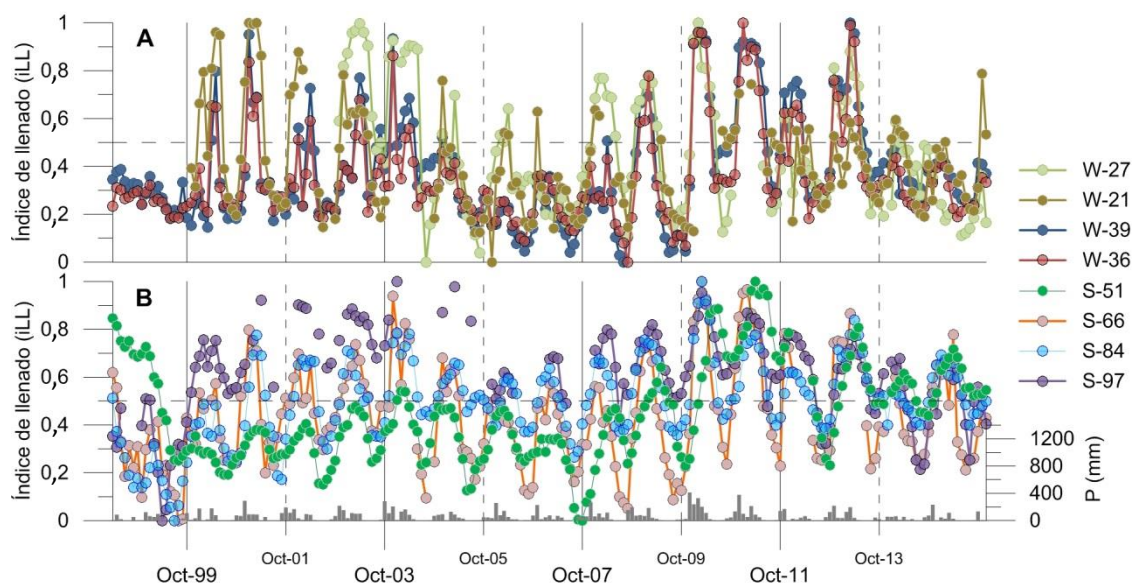


Figura 4.14. Evolución del índice de llenado (iLL) de los puntos de control ubicados en los acuíferos aluviales (A) y pliocenos (B). Nota: línea discontinua = 50% del índice de llenado

En la figura 4.15 se presentan los resultados obtenidos del cálculo del índice de estado (Ie). El nivel de alerta por sequía en el último mes con datos en todos los puntos de control (diciembre de 2015) fue de prealerta ($0,3 \leq Ie < 0,5$) en los pozos del acuífero aluvial del río Verde (W-39 y W-36) y en los sondeos de Camilo José Cela (S-97) y Aloha Bajo (S-66). En esa misma fecha, los valores del índice de estado en los sondeos de Torreverde y Las Escuelas (S-84 y S-51) se encontraban en situación de normalidad ($Ie \geq 0,5$). De las captaciones representativas del acuífero plioceno, el sondeo S-97 es el que presenta el mejor estado cuantitativo (Fig. 4.16), con cotas piezométricas que únicamente alcanzan niveles de emergencia durante 2 meses y la mayoría de ellas en fase de normalidad (55%).

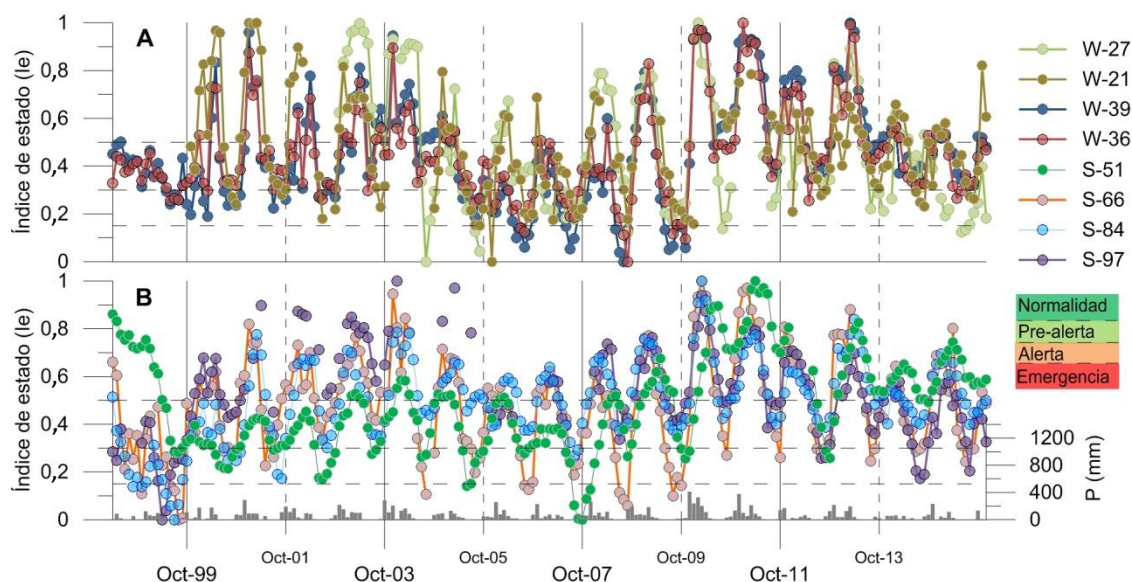


Figura 4.15. Evolución del índice de estado (Ie) en los puntos de control ubicados en los acuíferos aluviales (A) y pliocenos (B)

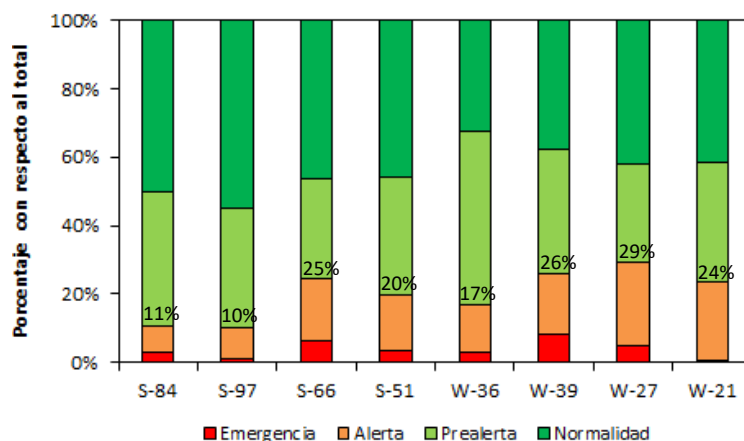


Figura 4.16. Reparto porcentual de los niveles de alerta frente a situaciones de sequía en los puntos de control seleccionados. Nota: valor porcentual = % emergencia + % alerta

Por lo general, se corroboran los resultados obtenidos en el análisis del índice de llenado, con mejores estados cuantitativos en las captaciones de los acuíferos pliocenos (S-84, S-97, S-66 y S-51) en comparación con las que se localizan sobre los aluviales de los ríos Verde y Guadalmina (W-36, W-39, W-27 y W-21).

En la figura 4.17 se presenta la evolución de las desviaciones acumuladas del índice de estado y de la precipitación con respecto a la media. Los puntos de control de los acuíferos aluviales de los ríos Verde (W-39 y W-36) y Guadalmina (W-27 y W-21) muestran un comportamiento diferente en el primer periodo (Fig. 4.17.A), debido a que las series piezométricas de correspondientes a los pozos W-27 y W-21 comienzan en noviembre de 1999 y 2002, respectivamente. En los tres periodos de estudio, las captaciones representativas de cada acuífero aluvial presentan una evolución similar. En el caso de los pozos W-39 y W-36, la desviación acumulada del índice de estado con respecto a la media reproduce claramente la tendencia de la precipitación, especialmente en el segundo (años medios/secos) y tercer periodo (años medios/húmedos).

Por lo que respecta a los puntos de control del afloramiento plioceno de Marbella (Fig. 4.17.B), en el primer periodo, existen tres captaciones con una evolución muy similar (sondeos S-84, S-97 y S-66), con un descenso inicial de la desviación acumulada del índice de estado y posterior recuperación a partir del año 2001. Este comportamiento no se observa en el sondeo de Las Escuelas (S-51), con una tendencia descendente que se prolonga hasta comienzos del tercer periodo y que se ralentiza en el año 2008.

En el segundo periodo de estudio, las captaciones de Torreverde (S-84) y Camilo José Cela (S-97) muestran una evolución prácticamente idéntica, al igual que los sondeos Aloha Bajo (S-66) y Las Escuelas (S-51). En el primer par de puntos de control se produce una estabilización de la desviación acumulada del índice de estado con respecto a la media, mientras que en el segundo, la tendencia es claramente descendente (Fig. 4.17.B). En el sondeo S-84 el aumento continuado de la desviación acumulada del índice de estado, incluso en años con precipitaciones inferiores a la media, podría estar relacionado con los volúmenes de agua inyectados en el dispositivo de recarga artificial instalado en las inmediaciones del punto de control.

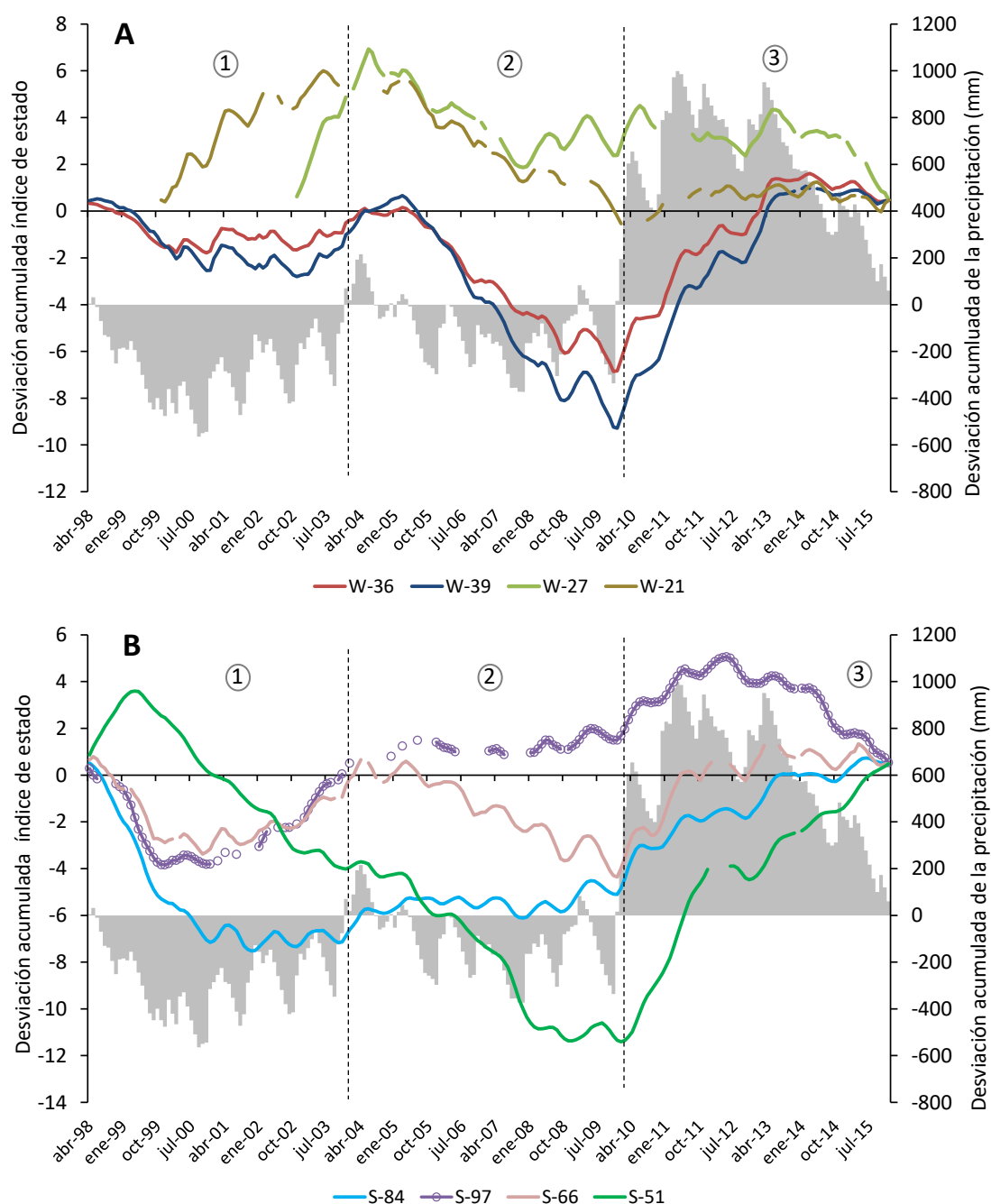


Figura 4.17. Desviaciones acumuladas del índice de estado (I_e) y de la precipitación con respecto a la media en los puntos de control ubicados en los acuíferos aluviales (A) y pliocenos (B)

En el tercer periodo se observa un ascenso generalizado de la desviación acumulada del índice de estado como respuesta a las lluvias registradas durante los años hidrológicos 2009/2010 y 2010/2011. En el punto de control denominado Camilo José Cela (S-97) se ha detectado una tendencia descendente de la desviación acumulada del índice de estado a partir del verano del año 2012. Dicha tendencia podría deberse a un aumento en la extracción por parte de otros usuarios del acuífero, ya que la explotación llevada a cabo por Hidralia no ha aumentado en los últimos años.

Con el objetivo de complementar los resultados obtenidos del estudio de las desviaciones acumuladas del índice de estado y de la precipitación, se han analizado las series

mensuales de extracción en dos sectores acuíferos sometidos a una intensa explotación de sus recursos. Dicho análisis conjunto se ha llevado a cabo en los pozos del acuífero aluvial del río Verde (W-39 y W-36) y en el sondeo S-51 ubicado en el acuífero plioceno de San Pedro de Alcántara (Fig. 4.18). Además, se ha utilizado el punto de control P-4 (red oficial de control) como piezómetro de referencia, al encontrarse en un sector acuífero con escasa o nula explotación.

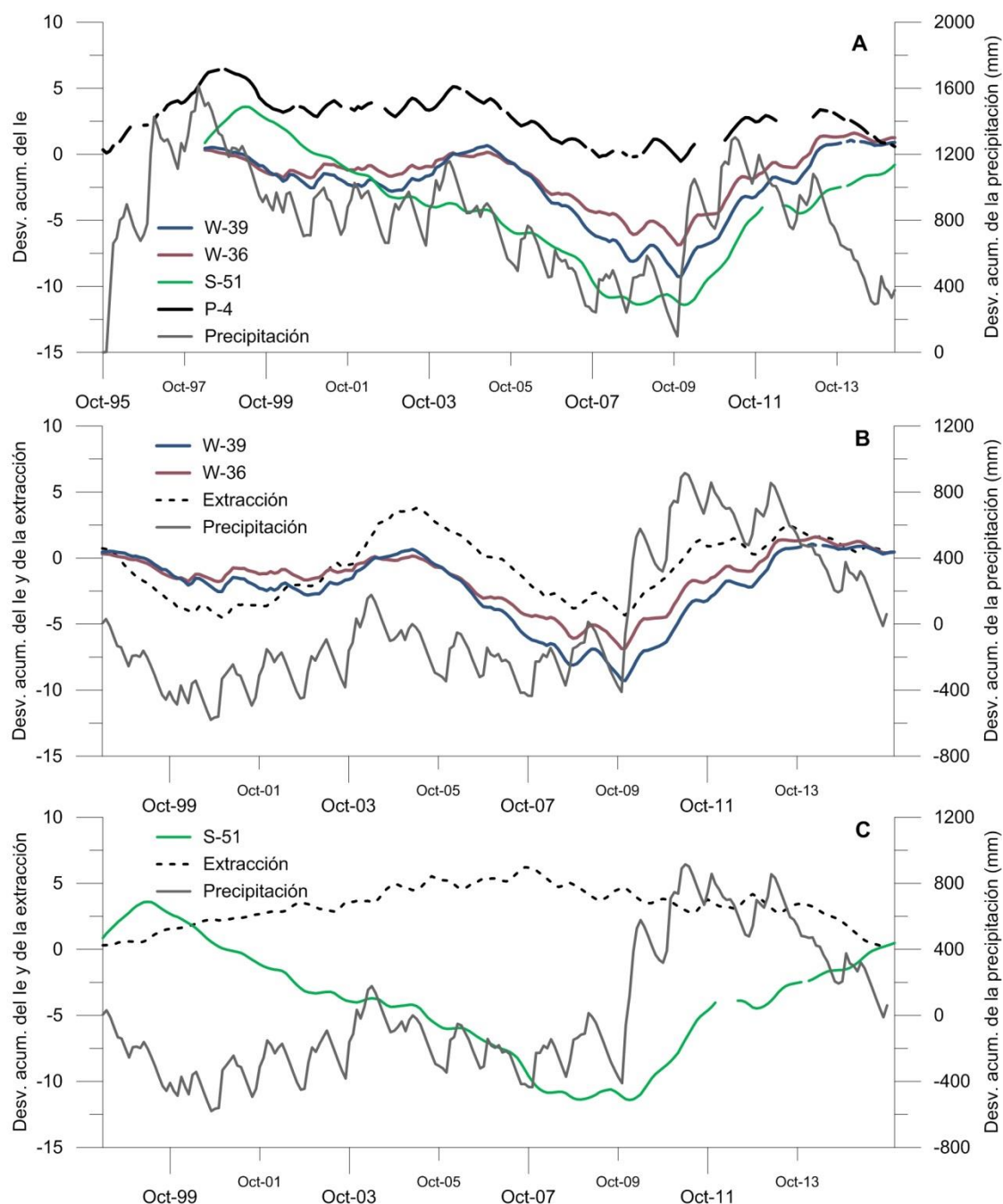


Figura 4.18. Desviaciones acumuladas con respecto a la media del índice de estado (I_e), de los volúmenes bombeados y de la precipitación en los puntos de control P-4, W-39, W-36 y S-51. Nota: Desv. acum. = desviación acumulada

Se observa que la evolución de la desviación acumulada del índice de estado en el punto de control P-4 se asemeja más a la de los pozos del acuífero aluvial del río Verde (W-39 y W-36), si bien es cierto que presenta desviaciones acumuladas más positivas que los puntos de control

situados en el acuífero aluvial, sometido a una intensa explotación (Fig. 4.18.A). Dicha explotación depende en gran medida del estado cuantativo en el que se encuentra el acuífero, con mayores caudales de bombeo durante los periodos de mayor pluviometría (Fig. 4.18.B), que disminuyen progresivamente hacia los meses de estiaje. Esta estrategia de explotación difiere de la observada en el acuífero plioceno de San Pedro de Alcántara (Fig. 4.18.C), con un aumento continuado de la desviación acumulada de los caudales bombeados hasta octubre de 2007 independientemente del régimen de precipitaciones. La tendencia inversa de las desviaciones acumuladas del índice de estado y de la extracción en el acuífero plioceno de San Pedro de Alcántara indica que la explotación se concentra en los periodos de menor pluviometría debido a la mayor capacidad de regulación del acuífero en comparación con las formaciones cuaternarias (Fig. 4.19). La existencia de dos estrategias de explotación diferenciadas en los acuíferos detríticos costeros de Marbella - Estepona responde a criterios estrictamente hidrogeológicos (menores dimensiones y mayor transmisividad de los acuíferos cuaternarios en relación con los pliocenos) y es un claro ejemplo de una gestión eficiente e integral de los recursos hídricos subterráneos por parte de la empresa encargada de su explotación.

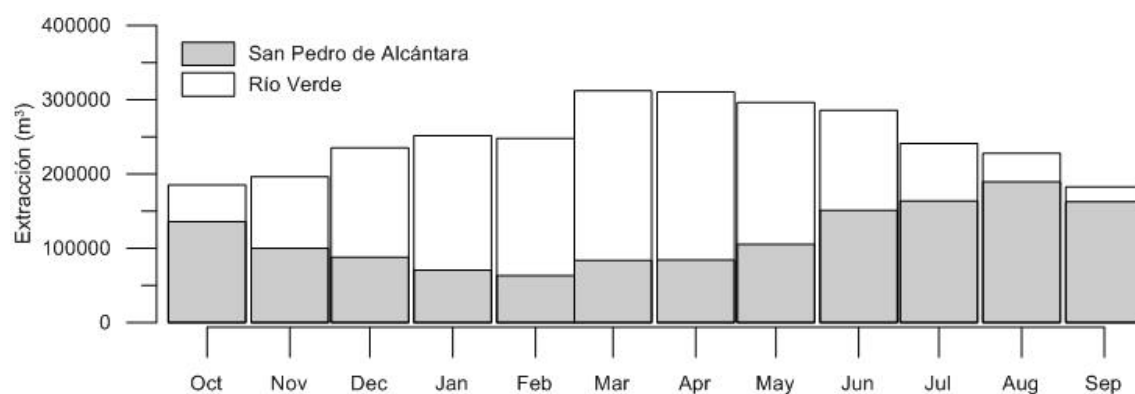


Figura 4.19. Extracción media mensual en el acuífero aluvial del río Verde y en el acuífero plioceno de San Pedro de Alcántara. Fuente: Hidralia

La utilización del índice de estado (I_e) y del índice de llenado (iLL) en diferentes puntos de control situados en los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona ha permitido evaluar el estado cuantitativo en el que se encuentran dichos acuíferos. Los piezómetros que constituyen la red oficial de control (Agencia de Medio Ambiente y Agua) no son representativos únicamente del funcionamiento de los acuíferos en régimen natural (no influenciado por bombeos), al estar sometidos a una intensa explotación de sus recursos. Por lo que se refiere a la representatividad temporal de la información disponible, es aconsejable el uso de series piezométricas con una longitud superior a 15 años, con el fin de abarcar un conjunto de años secos y húmedos característicos de las condiciones climáticas de la zona de estudio. Se ha detectado una tendencia descendente estadísticamente significativa en los piezómetros de control de los arroyos Padrón (P-2) y La Cala (P-1), por lo que se recomienda llevar a cabo un control exhaustivo del volumen bombeado en las captaciones localizadas en las proximidades de dichos puntos, en el acuífero plioceno de Estepona.

Se han obtenido resultados similares a partir de la aplicación de los dos indicadores piezométricos, con valores inferiores ($iLL < 50\%$ e $I_e < 0,15$), por lo general, en los puntos de control de los acuíferos aluviales. En lo relativo al índice de llenado (iLL), sus valores dependen en gran medida de las cotas piezométricas máximas y mínimas registradas en el periodo de

estudio, que están condicionadas, a su vez, por la frecuencia del muestreo (menores valores cuando la medida se realiza mensualmente) y por factores de tipo climático (régimen de precipitaciones) y antrópico (bombeos). Por lo tanto, dicho índice podría denominarse índice de explotación, debido a que su nivel mínimo de “llenado” no se refiere a los límites geométricos del acuífero (como por ejemplo, la cota del muro impermeable).

El índice de estado (Ie) permite clasificar la situación en la que se encuentra el acuífero en función de una serie de intervalos de alerta frente a eventos de sequía, establecidos en planificación hidrológica (normalidad, prealerta, alerta y emergencia). Aun así, la naturaleza de las evoluciones piezométricas (oscilantes y poco inerciales), recomienda realizar un análisis cauteloso de los diferentes umbrales de activación de estados de sequía en cada uno de los puntos de control. Desde el punto de vista de la declaración formal de situaciones de alerta y eventual sequía, podría utilizarse como criterio la existencia de valores del índice de estado inferiores a 0,5 (por debajo del nivel de normalidad) durante más de un año.

Por lo que respecta al uso de índices de sequía a escala de cuenca hidrográfica o sistema de abastecimiento, como el caso del subsistema de explotación I-3 (Costa del Sol Occidental), sería necesario contar con diferentes variables que sean representativas del sistema hidrológico objeto de estudio (precipitación, piezometría, caudales en ríos, volúmenes almacenados en embalses, etc.) y adoptar una metodología de ponderación con el fin de obtener un único índice de estado para todo el sistema. Dicho índice global permitiría realizar un seguimiento de la sequía de manera ágil y efectiva. En el apartado 5.4 se plantea un estudio preliminar en esta línea.

4.5.2 Estudio de las relaciones río – acuífero mediante la realización de aforos diferenciales

La interacción entre las aguas subterráneas y las aguas superficiales está condicionada por la diferencia entre la cota piezométrica en el acuífero y la cota de la lámina de agua en el río y/o arroyo. Si la cota piezométrica es más elevada que la del río, éste se comporta como ganador - *gaining stream* y viceversa - *losing stream* (Fig. 4.20). Un tramo de río puede comportarse como ganador (Fig. 4.20.a) en un determinado punto y aguas abajo pasar a ser perdedor (Fig. 4.20.b). Un cauce puede cambiar rápidamente de condición (ganador - perdedor) como consecuencia de un súbito ascenso de la cota de la lámina de agua debido a un evento de precipitación de gran intensidad. Dicha variabilidad y heterogeneidad en las relaciones río-acuífero ha de ser tomada en cuenta con objeto de incluir en el modelo conceptual la evaluación de los principales procesos de recarga (Healy, 2010).

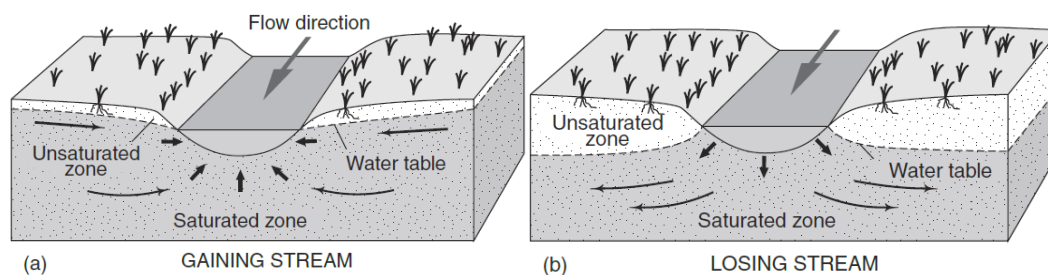


Figura 4.20. Tipos de interacción entre las aguas subterráneas y las aguas superficiales. Tomado de Healy (2010)

El estudio de las interacciones entre las aguas superficiales y las aguas subterráneas en los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona se ha llevado a cabo en el marco de esta Tesis Doctoral mediante la realización de aforos diferenciales. En concreto, se han efectuado campañas de aforos en los ríos Padrón, Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza, Verde y Real (Fig. 4.21). El estudio de las relaciones río – acuífero a partir de aforos diferenciales consiste en medir el caudal en dos puntos situados aguas arriba y aguas abajo de los afloramientos permeables y calcular la diferencia de caudal entre dichos puntos. Si el valor obtenido es positivo el río recarga al acuífero (río perdedor) y si es negativo el acuífero estaría drenando parte de sus recursos hacia el lecho del río (río ganador).

Los aforos diferenciales se han utilizado en ríos con caudales que varían entre 0,001 y 400 m³/s (Bencala y Walters, 1983; Grapes *et al.*, 2005; Konrad, 2006; Langhoff *et al.*, 2006; Ruehl *et al.*, 2006; Opsahl *et al.*, 2007; McCallum *et al.*, 2012). En ríos de mayor entidad, la medida de caudales se suele llevar a cabo mediante estaciones de aforo (Konrad, 2006). Existen otros métodos para evaluar y cuantificar las interacciones entre las aguas superficiales y los acuíferos, tales como la instalación de infiltrómetros en el lecho de los ríos (Libelo y MacIntyre, 1994; Lowry *et al.*, 2007; Rosenberry, 2008; Kennedy *et al.*, 2010), la aplicación del método de Darcy en distintos piezómetros (Harvey y Bencala, 1993; Harvey *et al.*, 1996; Kennedy *et al.*, 2009a, 2009b, 2010) y de técnicas de ensayo de trazadores, tanto artificiales (Harvey *et al.*, 1996; Ruehl *et al.*, 2006) como naturales (Constantz *et al.*, 2003; Cook *et al.*, 2006; Loheide y Gorelick, 2006; Westhoff *et al.*, 2007; Anibas *et al.*, 2009, 2011; Briggs *et al.*, 2012; McCallum *et al.*, 2012; Cranswick *et al.*, 2014; Harrington *et al.*, 2014). A este respecto, destaca el uso de trazadores naturales debido a que pueden ser aplicados en ríos con caudales elevados. También se suele utilizar la temperatura de las aguas superficiales y subterráneas debido a la diferente inercia de la señal térmica en ambos tipos de medios. Atkins *et al.* (2016) aplicaron un par de índices basados en la actividad del ²²²Rn y en la relación Na⁺/Cl⁻ para calcular el porcentaje de aguas subterráneas en los principales cauces de la cuenca del río Richmond (New South Wales, Australia).

En la figura 4.21 se presenta la ubicación de los puntos de aforo aguas arriba y aguas abajo de los afloramientos permeables de los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona. En el marco de la presente Tesis Doctoral se han realizado 143 aforos diferenciales con periodicidad mensual, entre enero de 2013 y marzo de 2015, si bien es cierto que no fue posible medir el caudal todos los meses en todos los puntos. Esto se debe a la ausencia de precipitaciones durante los meses de verano (ríos temporales) y a la regulación que sufren la mayoría de los cauces superficiales, como es el caso de los ríos Padrón, Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza y Verde, en los que se deriva parte de su caudal para riego y/o

abastecimiento. Por tanto, el punto de medida aguas arriba (código 1 en la figura 4.21) se ha situado aguas abajo de dichas infraestructuras de regulación.

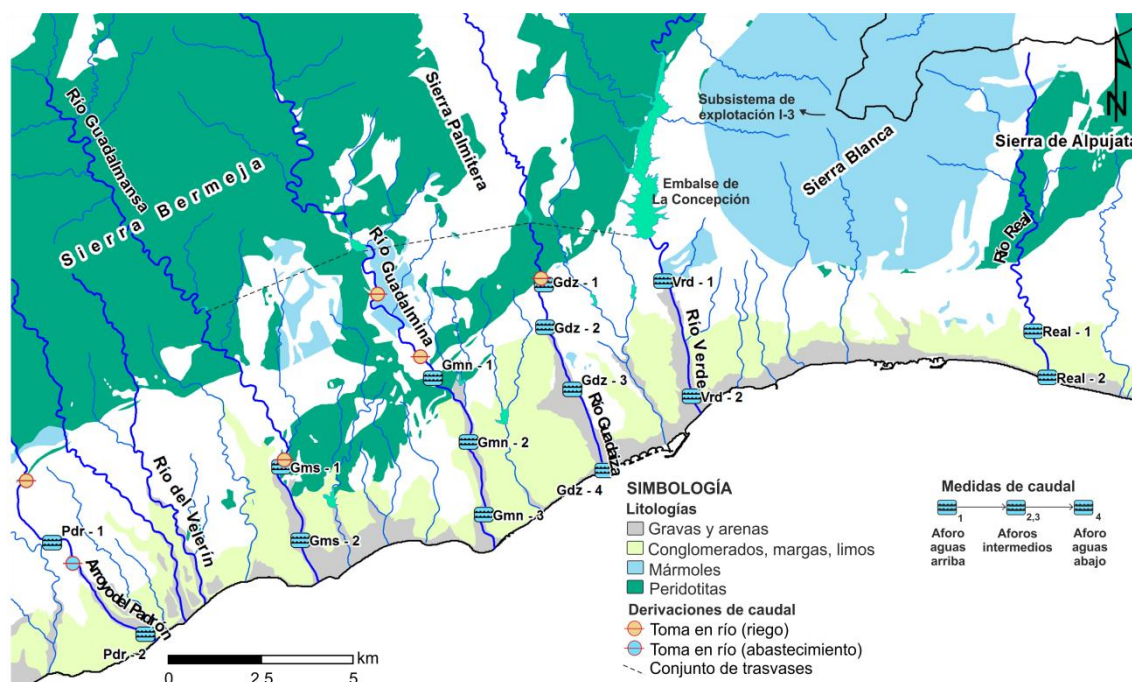


Figura 4.21. Mapa de situación de los puntos de aforo en los ríos Padrón, Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza, Verde y Real

En el río Padrón, los caudales registrados aguas abajo se encuentran influenciados por una captación de tipo galería que deriva parte de los recursos fluyentes para abastecimiento al municipio de Estepona (Fig. 4.22). A partir de la serie mensual de volúmenes captados en la galería se ha calculado un caudal medio diario en l/s (Fig. 4.23). Para obtener el volumen de agua realmente infiltrado se ha restado al caudal medido aguas arriba (Pdr-1 en la figura 4.21), el derivado por la citada galería y el medido aguas abajo (Pdr-2). La galería presenta un caudal máximo de derivación de 110 l/s, aproximadamente, con valores más elevados en los meses de invierno y primavera, cuando se producen las precipitaciones más abundantes. Aun así, la cuenca hidrográfica del río Padrón es capaz de aportar caudales durante los meses de verano, con valores más elevados en los años hidrológicos húmedos 2010/11 y 2012/2103.



Figura 4.22. Instalaciones de Hidralia para el tratamiento del agua captada en la galería del río Padrón (izquierda) y detalle de la toma de agua (derecha)

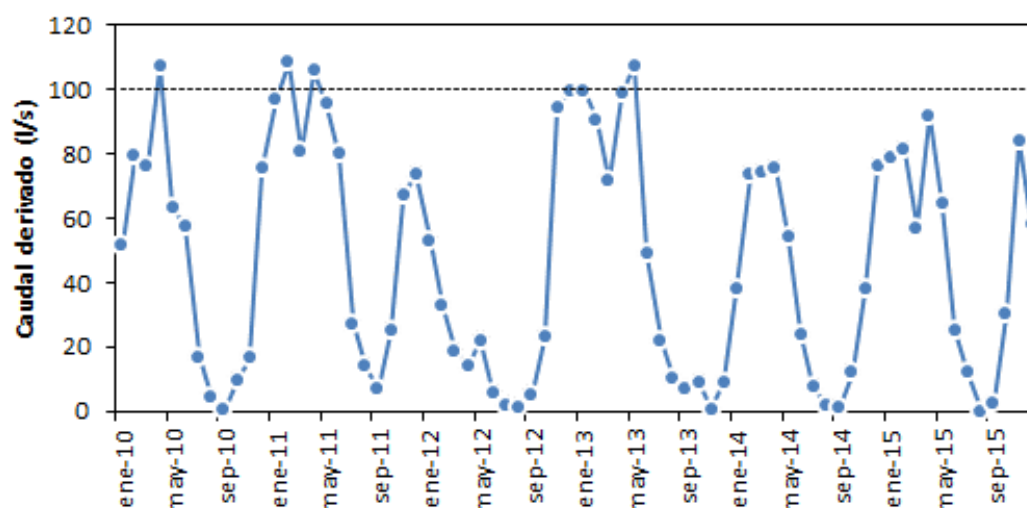


Figura 4.23. Evolución del caudal medio mensual derivado en la galería del río Padrón. Fuente: Hidralia

4.5.2.1 Resultados de los aforos diferenciales

En la tabla 4.4 se presenta un resumen de los aforos diferenciales realizados en los principales ríos de la zona de estudio. Los cauces en los que se han aforado mayores caudales aguas arriba corresponden a los ríos Guadalmanza y Verde, con valores medios de 1.250 y 977 l/s, respectivamente. El caudal más elevado se midió en el río Guadalmanza el día 28/02/2013, con un valor de 7.960 l/s. En la mayoría de los ríos se observa que el volumen infiltrado en el acuífero (ΔQ , en tabla 4.4) aumenta hasta cierto caudal umbral medido aguas arriba. Dicha saturación se alcanza durante los eventos de lluvia y recarga más intensos. Por lo general, los caudales medidos aguas arriba son más elevados que los registrados aguas abajo (Tabla 4.4), lo que indica que los ríos se comportan como perdedores (ceden agua a sus respectivos acuíferos). Aun así, se han identificado procesos de interacción entre las aguas superficiales y subterráneas muy variables en el espacio y en el tiempo, especialmente en el caso de los ríos Guadalmina y Guadaiza. En dichos ríos, se ha medido el caudal en varias secciones con objeto de caracterizar con mayor detalle su relación con las aguas subterráneas.

Por término medio, el río Guadalmina ha resultado ser ganador en los tramos Gmn-1/Gmn-2 y Gmn-1/Gmn-3, con unas descargas subterráneas de 382 y 275 l/s, respectivamente (Tabla 4.6). Aun así, en la sección Gmn-1/Gmn-3 el río se comporta como perdedor a partir de caudales, aguas arriba, entre 6 y 74 l/s. Por tanto, el estado hidrodinámico en el que encuentra el acuífero determina el tipo de relación con las aguas superficiales y viceversa. En la figura 4.24 se han resumido los principales procesos que podrían explicar la descarga subterránea que se ha observado aguas abajo, con caudales drenados por el acuífero que alcanzaron los 2.152 l/s en marzo de 2013. Dicho esquema conceptual también explicaría el comportamiento del río Verde en esa misma fecha, en el que se midió aguas abajo un caudal de 3303 l/s, un 15% superior al observado aguas arriba (Tabla 4.4). En primer lugar, la precipitación (1) provoca un aumento del caudal que circula por el río (2) y la cota de lámina de agua queda por encima de la cota piezométrica (Fig. 4.24). Dicha diferencia de cotas determina la recarga del acuífero con recursos de procedencia superficial (3), con el consiguiente ascenso del nivel piezométrico (4). Durante

4. HIDROGEOLOGÍA

eventos de lluvia de gran intensidad dicha cota puede situarse por encima de la cota de la lámina de agua en el cauce, lo cual implica un cambio de la relación entre las aguas superficiales y el acuífero, que empezaría a drenar agua hacia el lecho del río (5). Transcurridos unos días desde el periodo de lluvias la relación puede volver a invertirse en función de la estacionalidad del régimen de caudales en el río.

Río Padrón					Río Guadalmanza					Río Guadalmina					
Fecha	Pdr-1	Pdr-2	ΔQ	ΔQ/Pdr-1	Fecha	Gms-1	Gms-2	ΔQ	ΔQ/Gms-1	Fecha	Gmn-1	Gmn-2	Gmn-3	ΔQ*	ΔQ/Gmn-1,2
30/01/2013	372	85	287	77%	28/01/2013	1234	500	734	59%	28/01/2013	555	451	-	104	19%
28/02/2013	641	823	-182	-28%	28/02/2013	7960	7890	70	1%	27/02/2013	1319	2455	-	-1136	-86%
27/03/2013	785	401	384	49%	27/03/2013	4446	2124	2322	52%	25/03/2013	1556	-	3708	-2152	-138%
01/05/2013	153	21	132	86%	01/05/2013	1090	741	349	32%	01/05/2013	537	650	-	-113	-21%
06/06/2013	0	0	0	-	06/06/2013	31.8	0	32	100%	06/06/2013	73	0	0	73	100%
15/07/2013	-	-	-	-	15/07/2013	40	0	40	100%	15/07/2013	74	0	0	74	100%
19/09/2013	0	0	0	-	19/09/2013	0	0	0	-	19/09/2013	0	0	0	0	-
30/10/2013	0	0	0	-	30/10/2013	0	0	0	-	30/10/2013	0	0	0	0	-
27/11/2013	7.1	0	7.1	100%	27/11/2013	0	0	0	-	27/11/2013	0	0	0	0	-
26/12/2013	102	0	102	100%	26/12/2013	38	0	38	100%	26/12/2013	6	-	0	6	100%
20/01/2014	113	0	113	100%	20/01/2014	21.1	0	21	100%	20/01/2014	-	11	0	11	100%
11/02/2014	226	94	131	58%	11/02/2014	67	0	67	100%	10/02/2014	45	80	13	32	71%
03/03/2014	69	0	69	100%	03/03/2014	-	-	-	-	03/03/2014	-	-	-	-	-
26/12/2014	262	39	223	85%	26/12/2014	56.2	0	56	100%	26/12/2014	-	51	0	51	100%
26/03/2015	324	95	228	71%	26/03/2015	2522	2235	287	11%	26/03/2015	965	857	1470	-505	-52%
Media	218	111	107		Media	1250	964	287		Media	428	380	472	-382	Gmn-1 - Gmn-2
														-275	Gmn-1 - Gmn-3
														31	Gmn-2 - Gmn-3

Río Guadaiza						Río Verde				Río Real						
Fecha	Gdz-1	Gdz-2	Gdz-3	Gdz-4	ΔQ**	ΔQ/Gdz-1,3	Fecha	Vrd-1	Vrd-2	ΔQ	ΔQ/Vrd-1	Fecha	Real-1	Real-2	ΔQ	ΔQ/Real-1
25/01/2013	932	-	-	635	297	32%	25/01/2013	-	-	-	-	18/01/2013	144	31	113	78%
27/02/2013	1815	-	-	1380	435	24%	26/02/2013	885	317	568	64%	26/02/2013	509	484	25	5%
25/03/2013	3049	-	-	2443	606	20%	27/03/2013	2873	3303	-430	-15%	25/03/2013	962	931	31	3%
01/05/2013	441	-	-	344	97	22%	01/05/2013	1020	276	744	73%	01/05/2013	329	201	128	39%
06/06/2013	0	-	19	0	19	100%	06/06/2013	92	0	92.43	100%	06/06/2013	124	0	124	100%
15/07/2013	0	-	31	0	31	100%	15/07/2013	16.3	0	16.3	100%	15/07/2013	40	0	40	100%
19/09/2013	0	-	-	0	0	-	Media	977	779	198		19/09/2013	21	0	21	100%
30/10/2013	0	-	39	0	39	100%					30/10/2013	28	0	28	100%	
27/11/2013	0	-	14	0	14	100%					27/11/2013	24	0	24	100%	
26/12/2013	0	5	55	0	55	100%					26/12/2013	91	13	78	85%	
17/01/2014	0	-	48	0	48	100%					20/01/2014	69	0	69	100%	
10/02/2014	14	64	91	22	-8.2	-58%					10/02/2014	400	348	53	13%	
03/03/2014	0	-	9	0	9	100%					03/03/2014	72	17	55	76%	
26/12/2014	0	-	50	0	50	100%					26/12/2014	150	67	83	55%	
26/03/2015	1190	-	1331	659	531	45%					26/03/2015	317	198	119	37%	
Media	496	34	169	366	280	Gdz-1 - Gdz-4	Media	219	153	66						
					33	Gdz-3 - Gdz-4										

Tabla 4.4. Valores de caudal correspondientes a los aforos diferenciales realizados en los principales ríos de la zona de estudio. Nota: en los ríos Guadalmina y Guadaiza se ha calculado la diferencia de caudal en más de una sección

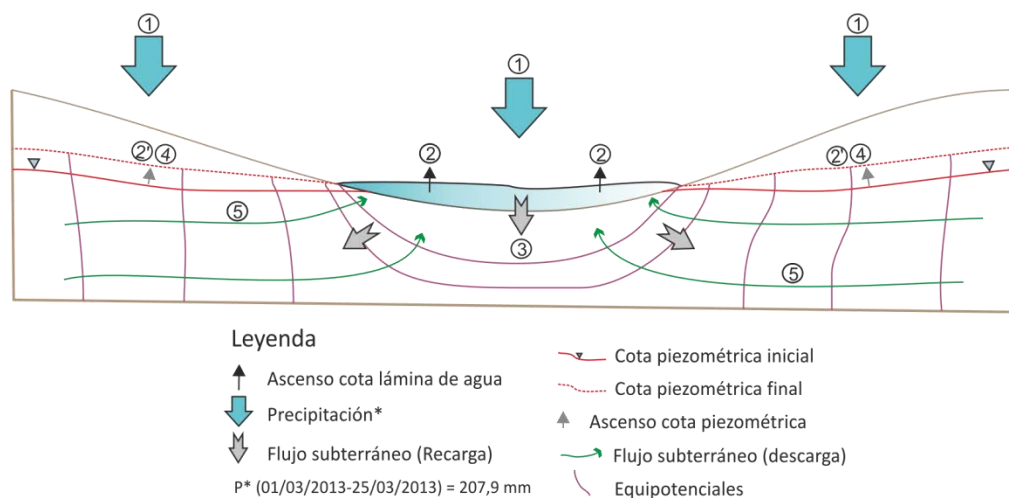


Figura 4.24. Diagrama conceptual de los procesos de interacción aguas superficiales – aguas subterráneas identificados en los ríos Guadalmina y Verde. Nota: la secuencia numérica se refiere a una sucesión temporal de procesos hidrológicos e hidrogeológicos descritos en el texto

Con objeto de complementar las interpretaciones derivadas de los aforos diferenciales, se han tomado muestras de agua superficial y subterránea en el entorno del acuífero aluvial del río Guadalmina para su análisis isotópico. Se observa un empobrecimiento isotópico generalizado de las aguas subterráneas de la campaña de muestreo de 2013 con respecto a la de 2012. La escorrentía superficial del río Guadalmina presenta valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ menos negativos en el punto de aforo Gmn-3 (Fig. 4.25), lo cual es congruente con la descarga subterránea descrita en la figura 4.24 (código 5) y los aforos diferenciales realizados en el mes de marzo de los años 2013 y 2015 (Tabla 4.4). Por tanto, los resultados isotópicos obtenidos en las aguas subterráneas y superficiales del río Guadalmina son coherentes con el esquema conceptual de funcionamiento deducido de los aforos diferenciales.

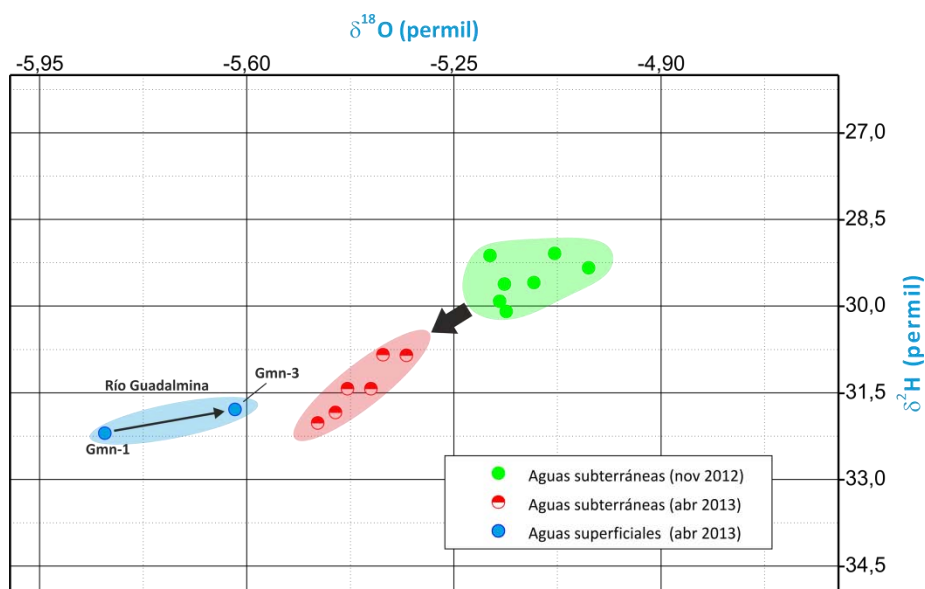


Figura 4.25. Composición isotópica de las aguas subterráneas del acuífero aluvial del río Guadalmina y de las aguas superficiales del río en las campañas de control hidroquímico de noviembre de 2012 y abril de 2013

La red de aforos en el río Guadaiza consta de 4 puntos, si bien la mayoría de los meses se ha medido en los puntos Gdz – 1, 3 y 4. Los aforos en la estación Gdz-2 se realizaron para mejorar el conocimiento sobre la relación río – acuífero en el tramo medio del río. Los caudales medidos en el punto Gdz – 3 fueron siempre más elevados que los registrados en el punto de medida situado aguas arriba (Gdz-1). Por tanto, el tramo del río Guadaiza comprendido entre los puntos de aforo Gdz-1 y Gdz-3 se comporta como ganador, con un caudal medio aportado por el acuífero de 48,3 l/s. Esta descarga subterránea se debe a condicionantes de tipo geométrico y, en particular, a un estrechamiento de la sección del río, que hace que parte del agua que circula subterráneamente en el acuífero aluvial aflore en superficie. En la figura 4.26 se presenta un esquema conceptual que resume los procesos de interacción entre las aguas superficiales y las subterráneas en el acuífero aluvial del río Guadaiza.

En los ríos Padrón y Real se ha llevado a cabo un estudio más detallado debido a que su régimen de caudales no se encuentra tan influenciado como en el caso de los ríos Guadalmana, Guadalmina, Guadaiza y Verde. De hecho, las medidas realizadas en el río Real son representativas de su comportamiento en régimen natural, ya que no se conocen derivaciones en el río para riego y/o abastecimiento.

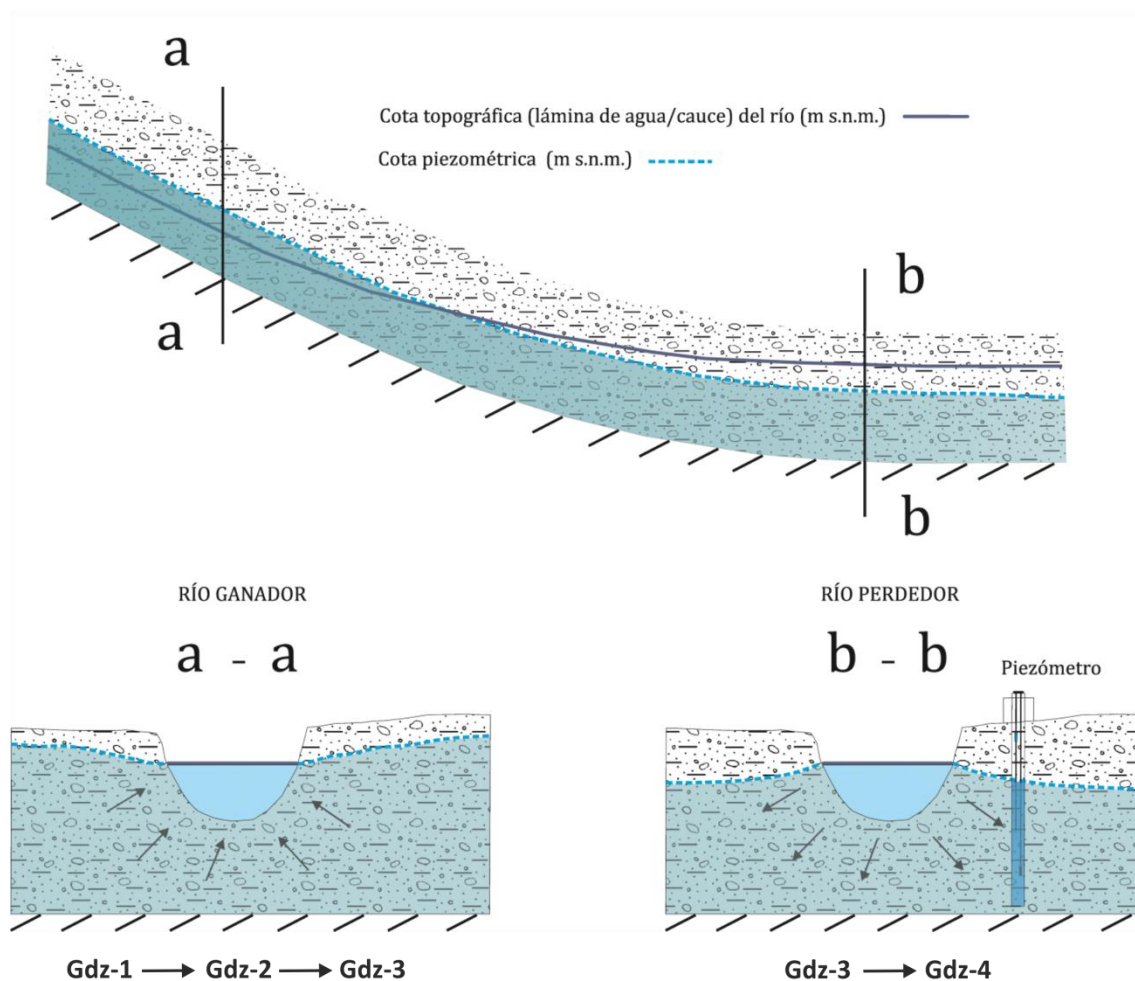


Figura 4.26. Esquema conceptual de los procesos de interacción aguas superficiales – aguas subterráneas en el río Guadiza

En la figura 4.27 se presenta la evolución del caudal registrado en los puntos de aforo situados aguas arriba (Pdr-1, Real-1) y aguas abajo (Pdr-2, Real-2) y de la diferencia de caudal medido entre dichos puntos. En la mayoría de los meses el caudal medido en los ríos Padrón y Real presenta aguas arriba valores más elevados que los observados en el punto de medida aguas abajo. Estos resultados indicarían el carácter perdedor de ambos ríos, con caudales medios infiltrados de 129 y 66 l/s, respectivamente. En el río Padrón, este caudal medio se ha calculado sin tener en cuenta el valor medido aguas abajo en febrero 2013. El carácter ganador del río en dicho mes podría atribuirse a la descarga subterránea desde el acuífero, si bien es cierto que en marzo de 2013 y 2015 se registraron mayores precipitaciones (271 y 150 mm, respectivamente) que en febrero de 2013 (135 mm) y el comportamiento del río fue claramente perdedor (Fig. 4.27). Por tanto, podría tratarse de un error en la medida.

El hidrograma del río Padrón presenta menores valores de caudal en las crecidas de enero y febrero de 2014 (Fig. 4.27), debido principalmente a las derivaciones de caudal que tienen lugar en la captación de tipo galería. Por ejemplo, en febrero de 2014 se alcanzó un pico de caudal en el río Real de 818 l/s, en comparación con los 269 l/s estimados en el río Padrón.

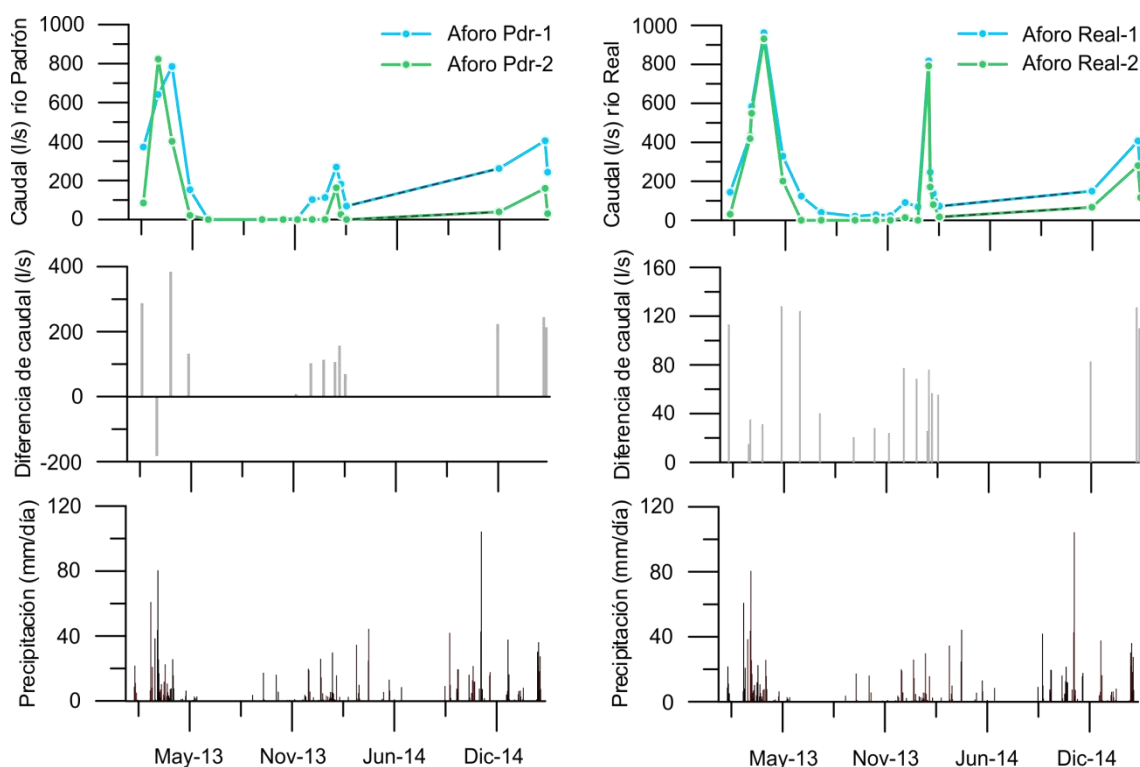


Figura 4.27. Evolución del caudal de los ríos Padrón y Real y de la diferencia de caudal medido en el tramo del río comprendido entre los puntos de aforo aguas arriba y aguas abajo, en función de la precipitación registrada en la estación de Marbella

4.5.2.2 Análisis de las respuestas hidrodinámicas e hidroquímica en el acuífero aluvial del río Guadaiza

Con el objetivo de conocer el comportamiento hidrodinámico e hidroquímico del acuífero aluvial del río Guadaiza (Fig. 4.28) se han instalado, en un piezómetro cercano al cauce (punto de control oficial P-11), dos equipos de registro continuo. Así, para el control de la profundidad del nivel piezométrico, se ha utilizado un sensor *Odyssey*, que mide con periodicidad de 30 minutos. Por otro lado, mediante una sonda *HOBO*®, se han registrado las variaciones de temperatura y conductividad eléctrica con periodicidad horaria. Los datos de precipitación utilizados en este trabajo corresponden a la estación meteorológica situada en el embalse de la Concepción (norte de Marbella).

A partir de los datos obtenidos entre los meses de enero y mayo de 2014, se han llevado a cabo gráficos de evolución de cotas piezométricas, conductividad eléctrica, temperatura y precipitación. Con el fin de caracterizar el funcionamiento hidrogeológico del acuífero se han analizado, por separado, las respuestas hidrodinámicas e hidroquímicas frente a eventos pluviométricos de distinta intensidad.

En la figura 4.29 se observa la evolución de las tres principales variables hidrogeológicas registradas frente a la precipitación. En este gráfico se indican los periodos que van a ser objeto de un análisis más detallado. La piezometría y la C.E. presentan respuestas opuestas. A las pocas horas del inicio de las lluvias la cota piezométrica comienza a ascender mientras que la C.E. sufre

fuerres disminuciones. Los máximos y los mínimos de una y otra coinciden prácticamente en el tiempo. La temperatura responde del mismo modo que la C.E. en el evento A, pero muestra un patrón diferente en el B y en el C.



Figura 4.28. Detalle de un banco de cantos rodados y gravas en el acuífero aluvial del río Guadaiza (foto esquina superior izquierda), punto de aforo Gdz-3 (foto esquina superior derecha), instalación del equipo Odyssey en el piezómetro de control del acuífero aluvial del río Guadaiza (foto esquina inferior izquierda) y detalle del equipo de medida del nivel piezométrico (foto esquina inferior derecha)

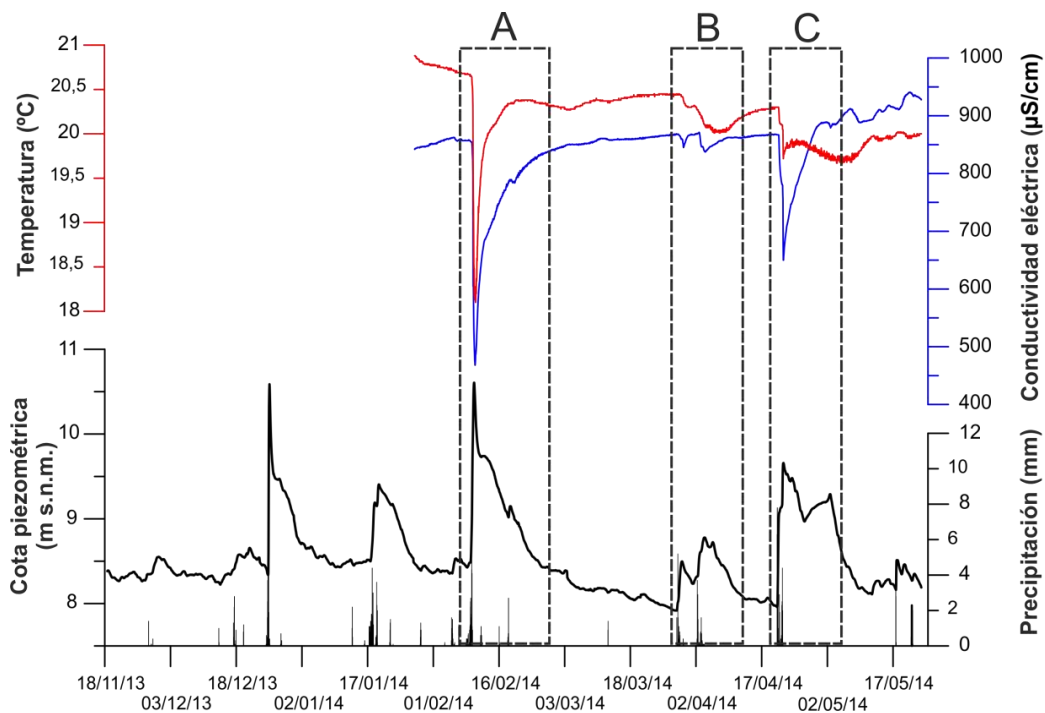


Figura 4.29. Evolución de la piezometría, conductividad eléctrica y temperatura del agua en un piezómetro del acuífero aluvial del río Guadaiza (código P-11)

A continuación se realiza un análisis más pormenorizado de los distintos eventos de recarga que se registraron en el año hidrológico 2013/2014.

- Primer evento (A)

El primer evento pluviométrico tuvo lugar los días 8 y 9 de febrero. La precipitación acumulada fue de 37 mm, aunque la mayor parte de la lluvia (30 mm) se concentró en las 12 horas transcurridas entre las 9:00 y las 21:00 del día 9 de febrero (Fig.4.30). La intensidad de la precipitación durante este periodo fue de 2,5 mm/h. Se constata un desfase mínimo entre las respuestas hidrodinámica e hidroquímica del acuífero ante un evento pluviométrico ($Tr_{Pz} \approx Tr_{C.E.}$).

La cota piezométrica máxima se alcanza antes que los correspondientes mínimos de C.E. y temperatura. El ascenso de nivel piezométrico registrado fue de 2 m. Los cambios de temperatura y C.E. que se produjeron durante este evento estuvieron comprendidos entre 19,5 °C y 850 $\mu S/cm$ (valores iniciales) y 17,8 °C y 500 $\mu S/cm$ (valores al término de las lluvias). La dilución observada indica que la alimentación al acuífero pudo ser del orden de magnitud del volumen almacenado en dicha formación geológica. La tendencia de las curvas de recuperación de la piezometría, C.E. y temperatura se ve influenciada por tres eventos de recarga de 4,5, 1,6 y 5,1 mm, que se reflejan en ligeros cambios de la pendiente del gráfico.

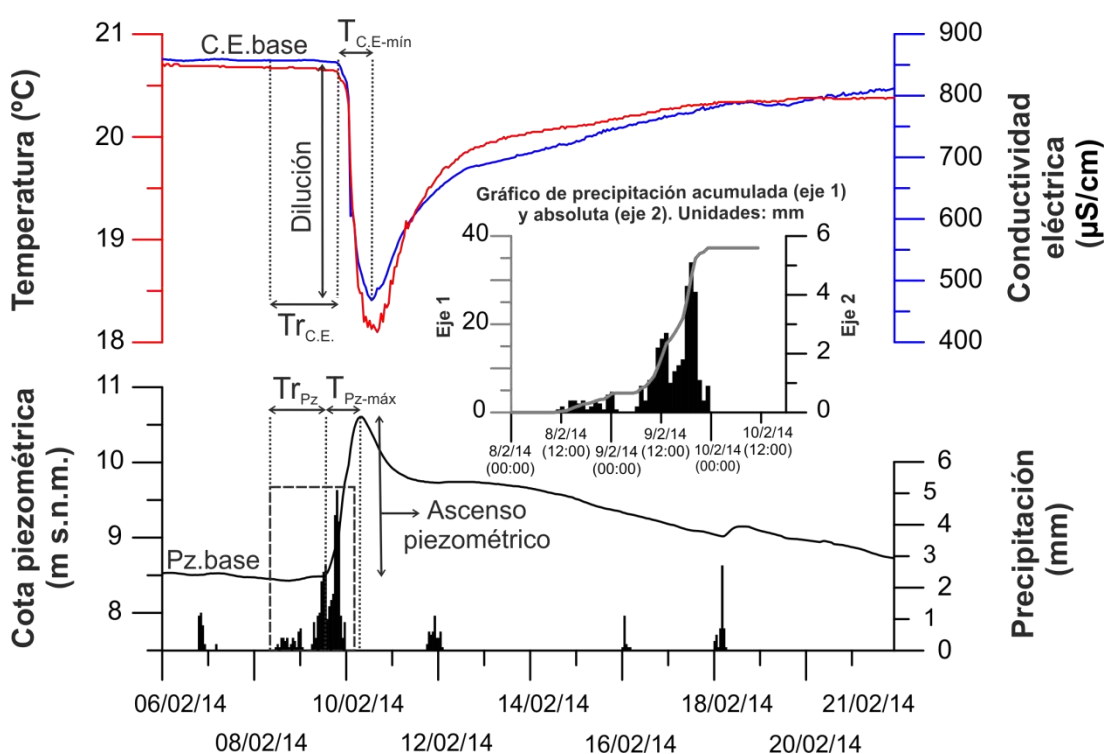


Figura 4.30. Caracterización del evento de recarga producido los días 8 y 9 de febrero de 2014. Nota: $T_{C.E.-min}$ = tiempo necesario para alcanzar la conductividad eléctrica mínima; C.E. base = conductividad eléctrica al inicio de la crecida; $Tr_{C.E.}$ = tiempo de respuesta de la conductividad eléctrica desde el inicio de la precipitación. Las abreviaturas para la piezometría responden a los mismos criterios

- Segundo evento (B)

El segundo evento de estudio se produjo por dos periodos de lluvia (B1 y B2), en los que se registró una precipitación de 31 mm, similar a la del evento A. La principal diferencia entre ambos periodos, A y B, está relacionada con la distribución de la precipitación. En el periodo A, la mayor parte de lluvia cayó en 12 horas; en el segundo, se repartió en dos días, con precipitaciones acumuladas de 15 mm cada uno (Fig. 4.31).

Los dos periodos de lluvia registrados dieron lugar a sendos picos piezométricos con sus respectivas diluciones. El ascenso piezométrico total fue de 0,8 m, menos de la mitad del alcanzado en el evento A (2 m). Los valores de C.E. y temperatura no disminuyeron más de 40 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 0,5 $^{\circ}\text{C}$, respectivamente. Por lo que respecta al desfase entre el inicio de la precipitación y la respuesta de la piezometría y C.E., sólo en esta última fue posible percibir cierto retraso. El máximo piezométrico, al igual que en el evento A, fue anterior a los valores mínimos de C.E. y temperatura (Argamasilla y Andreo, 2014).

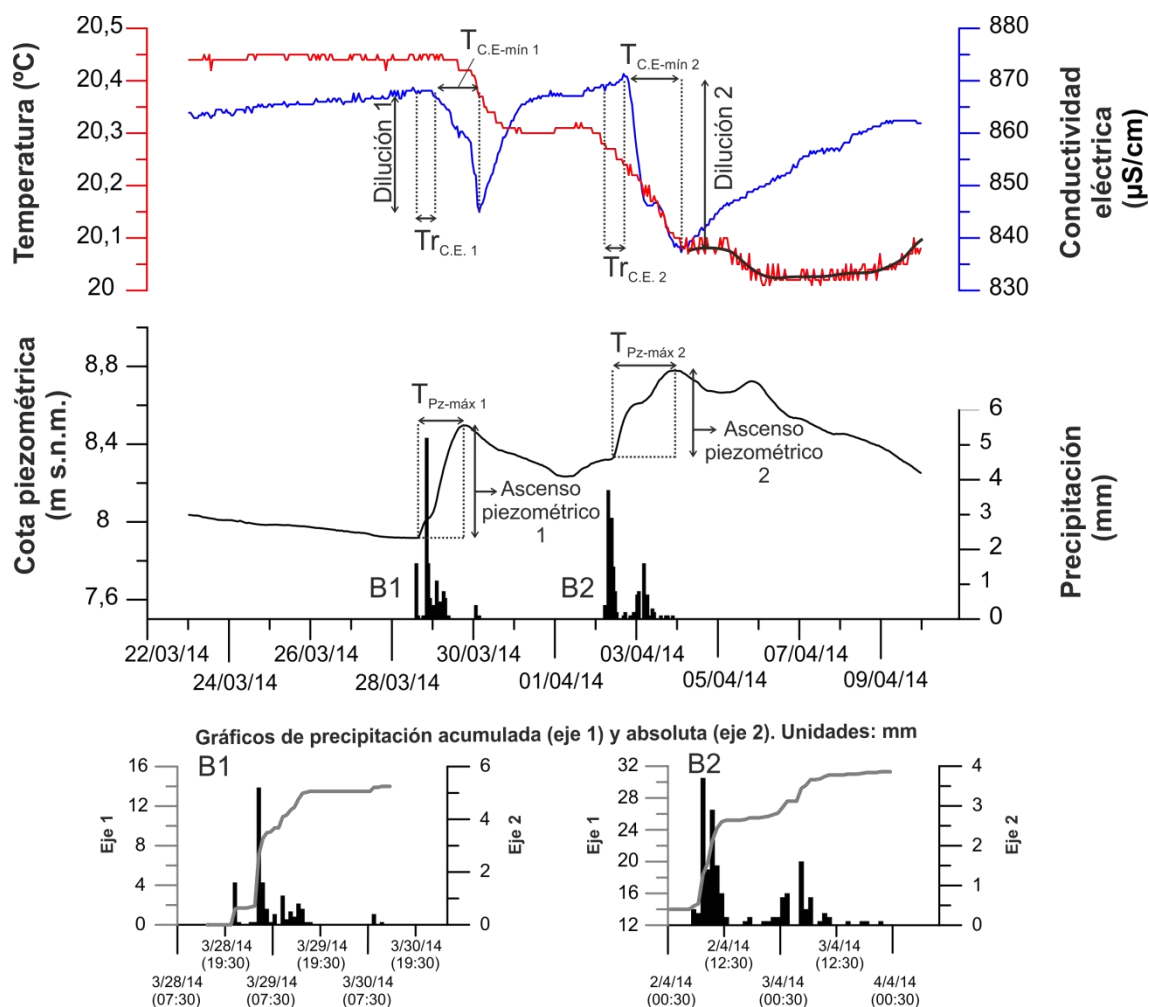


Figura 4.31. Caracterización de los eventos de recarga producidos entre los días 28 de marzo y 4 de abril de 2014

La evolución de la temperatura comenzó a marcar un patrón distinto (Fig. 4.31) tras el primer periodo de lluvia (B1), con un descenso que se prolongó hasta el inicio del segundo (B2). El diferente comportamiento de la temperatura con respecto a la C.E. podría deberse a la influencia de la infiltración de la escorrentía superficial, con aguas de menor o igual temperatura

pero de similar C.E. Aguas arriba del piezómetro, el río es ganador, pero a la altura del primero la relación río-acuífero se invierte. Esto explicaría el ascenso continuado de la C.E. y la estabilización de la temperatura, ya que se estarían infiltrando aguas procedentes, en parte, del propio acuífero.

- Tercer evento (C)

En el último evento pluviométrico considerado se registró la mayor cantidad de precipitación (47 mm). La precipitación se distribuyó en los días 20 y 21 de abril, con unas lluvias acumuladas e intensidades de 28 mm – 2 mm/hora y 19 mm – 1 mm/hora, respectivamente. El ascenso piezométrico fue de 1,7 m, similar al observado en el evento A (2 m). En cambio, el descenso de C.E. y temperatura no alcanzó la magnitud del evento A. En dicho evento la diferencia entre los valores iniciales y finales de C.E. y temperatura fue de 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 1,7 $^{\circ}\text{C}$, en comparación con los 218 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 0,6 $^{\circ}\text{C}$ del tercer evento de estudio (Fig. 4.32). Este comportamiento puede estar relacionado con las distintas intensidades de precipitación que caracterizan ambos eventos.

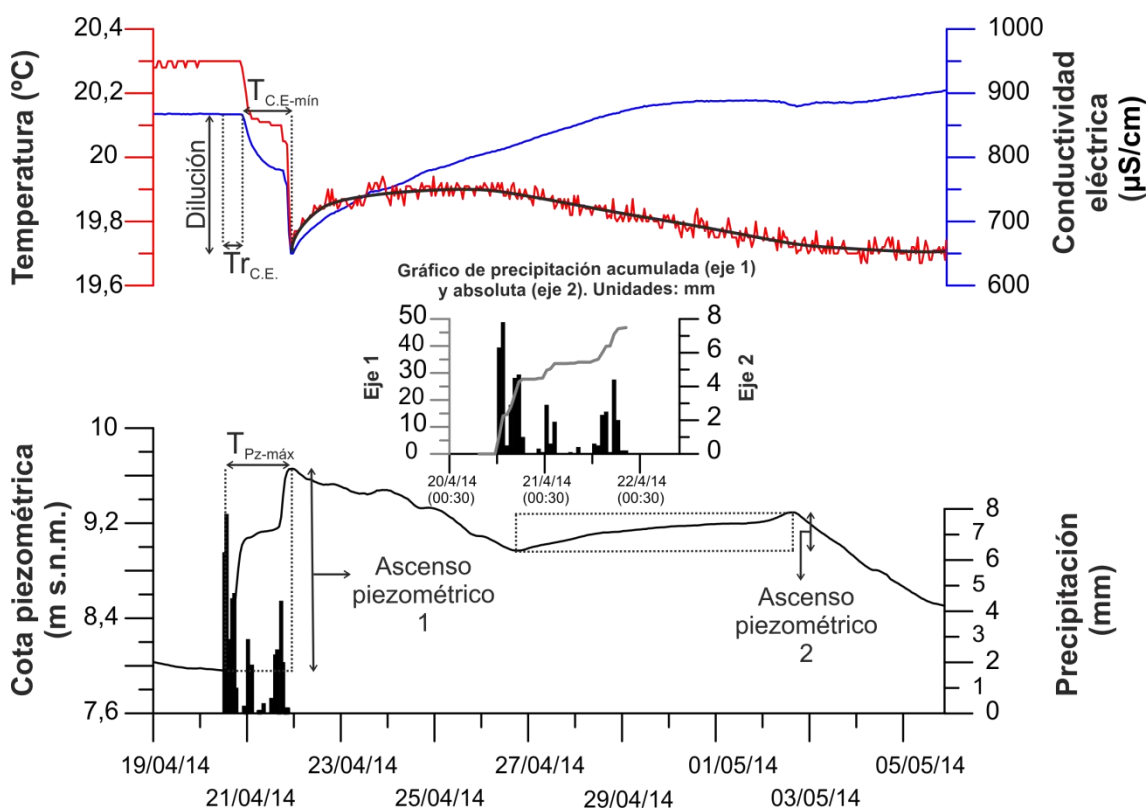


Figura 4.32. Caracterización del evento de recarga producido los días 20 y 21 de abril de 2014

La temperatura vuelve a mostrar una respuesta dual, por un lado, desciende con la C.E. tras el inicio de las precipitaciones, pero cuando ésta última empieza a recuperar los valores iniciales, la temperatura asciende ligeramente en un principio, pero se estabiliza y comienza a descender con el paso del tiempo. El descenso coincide con el segundo ascenso piezométrico, que se inició en la madrugada del 26 de abril. Este hecho ya se observó en el evento B y

corroborar la existencia de una recarga diferida en el tiempo asociada a procesos de infiltración de la escorrentía superficial.

A partir de la información registrada por los sensores de profundidad del agua, C.E. y temperatura entre los meses de enero y mayo de 2014 se ha intentado avanzar en la caracterización del funcionamiento hidrogeológico del acuífero aluvial del río Guadaiza. El estudio se ha basado en el análisis de tres eventos pluviométricos de distinta intensidad (A, B y C).

Se constata un desfase mínimo entre las respuestas hidrodinámicas y físico-químicas del acuífero ante un evento pluviométrico. La distribución de la precipitación juega un papel determinante en el comportamiento de las variables analizadas. Ante dos eventos pluviométricos (A, B) caracterizados por una precipitación acumulada similar pero de distinta intensidad, la diferencia entre los cambios experimentados por la piezometría, C.E. y temperatura en ambos casos fue significativa. En el primero, se produjo una dilución de 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un ascenso piezométrico de 2 m, mientras que en el segundo apenas llegó a 40 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 0,8 m. El estado en el que se encuentra el acuífero cuando se produce la recarga influye en la respuesta frente a eventos de lluvia sucesivos.

En los eventos B y C la temperatura mostró un comportamiento diferente al de la C.E. La explicación podría residir en los procesos de infiltración de la escorrentía superficial. Este proceso se observó de forma más evidente en el evento C al producirse un segundo ascenso piezométrico en ausencia de precipitaciones.

El grado de detalle obtenido (respuestas horarias) pone de manifiesto que campañas mensuales o semestrales de control no permitirían conocer el comportamiento hidrodinámico e hidroquímico en este tipo de acuíferos (Argamasilla y Andreo, 2014). Los resultados preliminares sugieren que el acuífero aluvial del río Guadaiza presenta una alta porosidad y permeabilidad, lo cual permite rápidos llenados y vaciados. Este comportamiento parece ser similar en el resto de acuíferos aluviales de Marbella y Estepona. Por ello, como conclusión preliminar de esta investigación, se recomienda llevar a cabo una explotación más intensa de los acuíferos aluviales durante los meses lluviosos para cubrir el abastecimiento urbano. Ello permitiría aprovechar mayor cantidad de agua subterránea y de mejor calidad. Estos resultados tienen repercusiones directas en la gestión de los acuíferos y determinan en gran medida su inclusión en sistemas de uso conjunto de recursos hídricos, aspecto éste que constituye el objetivo general de la presente investigación.

4.5.3 Determinación de parámetros hidráulicos

En el marco de esta Tesis Doctoral se han interpretado varias pruebas de bombeo, todas ellas de corta duración y con caudales crecientes (sin recuperación entre los distintos escalones). Este tipo de ensayos se suelen aplicar para el cálculo de la eficiencia y la curva característica de un sondeo (Driscoll, 1986), con caudales que no superen la capacidad productiva de la captación (Pulido-Bosch, 2007).

Se ha recopilado información sobre 15 pruebas de bombeo realizadas en los años 1995, 1996, 2005 y 2006 por las empresas Pozos Reunidos y Sedelam (actual Aquatec). La mayoría de estas pruebas consistieron en aforos escalonados para determinar el rendimiento de las captaciones; no se trató de ensayos de bombeo propiamente dichos, por lo que no se pudieron interpretar mediante las metodologías tradicionales de Theis o Jacob y sólo se calculó el caudal específico (Q_e). Dicho caudal es el resultado de dividir del caudal de explotación (en unidades de l/s) por el descenso (en metros) provocado en la captación (Lohman, 1972). Cuando el escalón de bombeo tiene duración suficiente como para que se cumpla la simplificación de Jacob o se realizan bombeos a caudal constante, se pueden conocer datos representativos de la transmisividad (T) y coeficiente de almacenamiento (S), este último en el caso de disponer de algún punto de control en las inmediaciones del bombeo. En la tabla 4.5 se presenta un resumen de los resultados obtenidos después de analizar toda la información disponible.

Las pruebas de bombeo tuvieron lugar en distintas captaciones localizadas en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. La duración del bombeo fue variable, aunque mayor en el caso de las pruebas realizadas por Sedelam en el municipio de Estepona. A partir de los datos de profundidad del nivel piezométrico tomados durante la recuperación y, en menor medida durante el bombeo, se han calculado valores de transmisividad y caudal específico.

En todos los ensayos se bombearon caudales progresivamente crecientes, a excepción de los realizados en los sondeos S-7 y W-14, aunque por un breve periodo de tiempo. El mayor caudal medio bombeado fue de 77,7 l/s (pozo W-37) y el menor descenso registrado de 0,3 m, en la captación W-24. Los valores de caudal específico y transmisividad variaron desde 142,4 l/s/m y 11.100 m²/día en la captación W-37 hasta 0,5 l/s/m y 72 m²/día en el sondeo S-73, en el cual se registró el mayor descenso durante el bombeo (50,3 m).

En los acuíferos aluviales cuaternarios se han obtenido los mayores valores de caudal específico y transmisividad, característicos de formaciones altamente permeables constituidas por gravas, arenas y abundantes cantos rodados. Los valores medios estimados han sido 46,3 l/s/m y 4.170 m²/d, respectivamente.

En la práctica totalidad de los ensayos de bombeo realizados se registraron depresiones residuales (valor medio de 1 m), si bien es cierto que la recuperación se controló durante un periodo de tiempo inferior a las 2 horas en la mayoría de las pruebas. En casos excepcionales se recuperó prácticamente el nivel estático inicial (Pozo Atalaya/W-24, Padrón Bajo Largo/S11, RV-NA II/W-37).

El ensayo de bombeo más interesante fue el realizado en el sondeo Padrón Bajo Largo (S-11) en el año 2006. La prueba tuvo lugar con un caudal constante de 45 l/s durante 4 días; el descenso acumulado fue de 5,7 m y el caudal específico de 7,9 l/s/m. Desgraciadamente, no se pudo estimar el valor de la transmisividad a partir del ensayo de bombeo al no existir información sobre los descensos producidos durante el mismo. Después del bombeo se controló la recuperación durante aproximadamente 2 horas, transcurridas las cuales se registró una depresión residual de 0 m. A partir de los datos relativos a la profundidad del nivel piezométrico

4. HIDROGEOLOGÍA

medidos en el sondeo durante la recuperación se obtuvo un valor de transmisividad de 1.120 m²/d (Fig. 4.33).

En el sondeo de Arroyo Judío (S-12) se llevaron a cabo dos pruebas de bombeo en los años 1995 y 2005. En esta última se realizó un control más exhaustivo de los caudales crecientes bombeados, lo cual permitió calcular valores de transmisividad durante el bombeo (último escalón) y la recuperación (Fig. 4.34). En ambos tipos de pruebas se estimaron transmisividades similares, entre 800 y 721 m²/día, respectivamente.

Punto de bombeo Fecha	BOMBEO					RECUPERACIÓN		
	Duración 1er-2º-3er-4º...-7º escalón (horas)	Caudal 1er-2º-3er-4º...-7º escalón (l/s)	Descenso 1er-2º-3er-4º...-7º escalón (m)	Caudal específico (l/s/m)	T (m ² /día)	Duración (horas)	Depresión residual (m)	T (m ² /día)
W-24 16/09/2005 (Q-E)	2,2	20,4	0,3	75,6	2.480	1,1	0,02	2.520
S-11 30/01/2006 (P-E)	96	45	5,7	7,9	-	1,9	0	1.120
S-11 06/07/1995 (P-E)	3-2-11	15-25-40	5,7-9,2-13,7	2,9	-	1	1,2	600
S-12 16/12/2005 (P-E)	1-1-1-1 1-1-17,5	20-30-40-50 60-70-72	3,5-9,2-10,6-16,1 21,7-26,6-28,2	2,6	800	1,5	1,7	721
S-12 02/08/1995 (P-E)	4-2-1 2-10-4	10-15-25 40-60-80	9,4-14,9-21,5 28,7-32,2-38,3	2,1	-	1	3,7	731
S-6 12/12/2005 (P-E)	23,8	8 (valor promedio)	17,36	0,5	-	1,4	0,5	200
S-7 01/12/2005 (Q-E)	1-1-1-20,9	8-12-18-24,5	(-)-0,02-0,1-0,4-1,8	13,9	1.690	2	0,5	-
S-7 04/07/1995 (Q-E)	1-1,5-11-10 0,06-0,9-11,5	8-15-25-35 50-35-30	0,2-0,5-1,2-3 23,2-10,3-4,2	11,5	-	1	0,5	1.900
W-14 04/07/1995 (Q-E)	2-2-10 0,08-8,6	8-15-25 40-30	0,07-0,4-1,4 15,4-11,3	17,5	-	1	0,2	1.990
S-81 06/03/1996 (P-M)	1-1-4,2	21,3-37,5-58,7	2,7-3,6-12,2	4,8	-	1,2	0,4	1.200
S-40 12/03/1996 (P-M)	1-1-3,5	20,8-32,2-44,2	2,5-3,4-5,3	8,4	-	1,7	0,5	484
W-37 14/03/1996 (Q-M)	5,7	77,7 (valor promedio)	0,68	142,4	-	1,2	0,05	11.100
S-73 18/03/1996 (P-M)	1-1-1-1	16-20-24-27	27,9-34,7-44,2-50,3	0,5	-	1	1,7	72
S-97 14/03/1996 (P-M)	1-1-1-3,2	16,8-23,6-34,3-37,8	13,9-20,9-32-38,6	1	-	1,5	3,2	98
S-66 07/03/1996 (P-M)	1-1-4	10,7-17,6-29,4	7-13,7-33,7	0,9	-	1,6	0,8	185

Tabla 4.5. Resultados de las pruebas de bombeo realizadas en distintas captaciones de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. Nota: Q = cuaternario, P = plioceno, E = Estepona, M = Marbella. Símbolos: * = caudales crecientes muy variables y/o falta de información detallada, ** = el nivel piezométrico se descolgó en las captaciones denominadas La Cala y Guadalmanza cuando se bombeó a caudales de 50 y 40 l/s, respectivamente

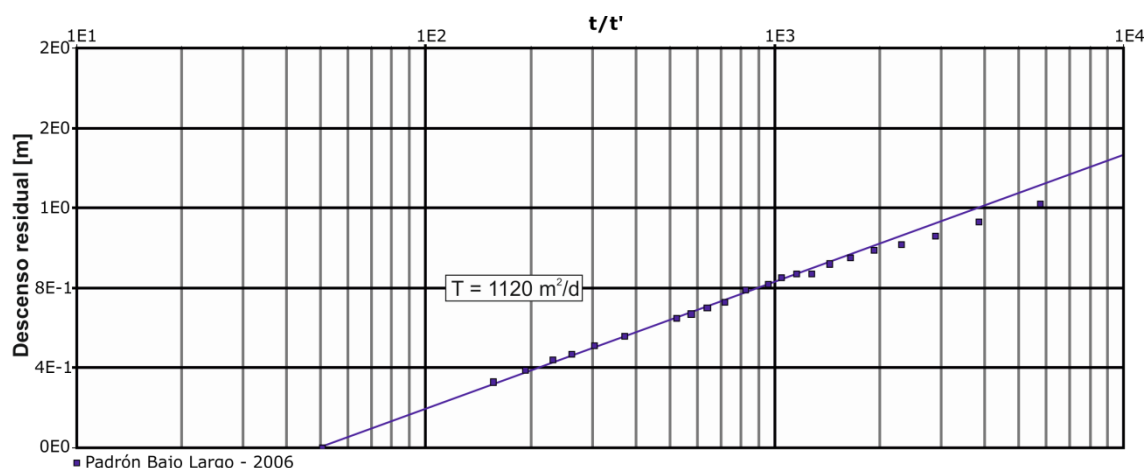


Figura 4.33. Cálculo de la transmisividad a partir del ensayo de bombeo realizado en el sondeo Padrón Bajo Largo/S-11 (datos en recuperación, año 2006)

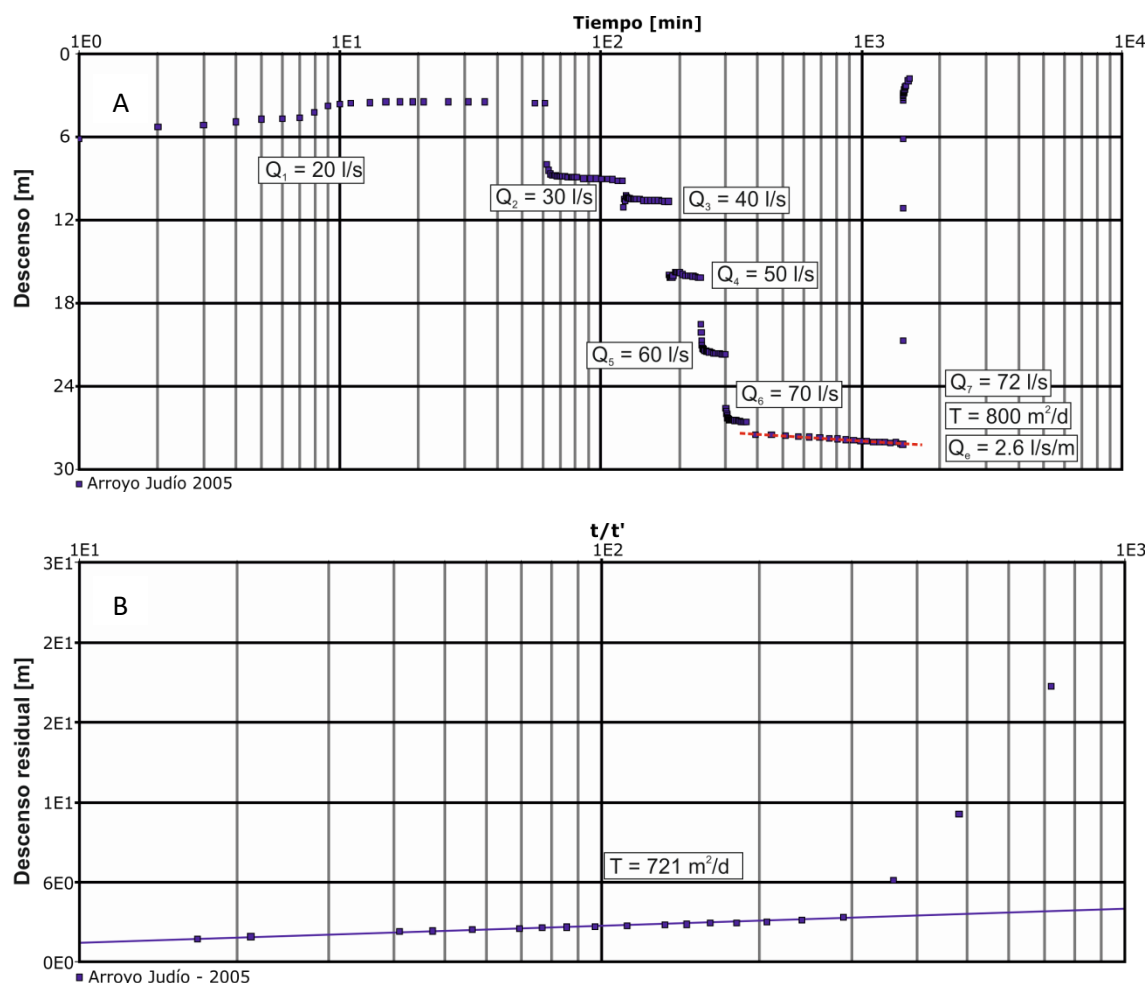


Figura 4.34. Cálculo de la transmisividad a partir de los bombeos efectuados en el sondeo Arroyo Judío. Ensayos de bombeo (A) y recuperación (B)

En las pruebas de bombeo de los acuíferos del municipio Marbella también se midieron los descensos en distintos puntos de observación cercanos a los puntos de bombeo. Los resultados, con los valores de transmisividad estimados se presentan en el anexo gráfico 1.c.

Hay que tener en cuenta que este tipo de pruebas (bombeos escalonados) proporcionan valores de transmisividad que deben tomarse únicamente como orientativos del orden de magnitud. Sin embargo, los valores de caudal específico son algo más fiables y pueden tomarse como indicativos de la productividad del acuífero.

Jetel y Krásný (1968) desarrollaron un índice (IT) para comparar valores de transmisividad en distintos acuíferos a escala regional. A partir de dicho índice y de información relativa a los caudales específicos, establecieron 5 clases en función de la productividad potencial de la formación acuífera (Tabla 4.6). Dichos autores concluyeron que la mayoría de los valores de transmisividad (T) y caudal específico (Q_e) seguían una distribución log-normal y que el uso de una transformación logarítmica, del tipo $IT = \log(10^4 \cdot T)$ e $IQ_e = \log(10^6 \cdot Q_e)$, permitía realizar un análisis comparativo entre diferentes sistemas hidrogeológicos.

Transmisividad (m ² /d)	Clase de transmisividad	Caudal específico (l/s/m)	Índice de transmisividad Log (10 ⁴ T)	Caudal (l/s) estimado de explotación
T > 1000	Muy alta (I)	> 10	Y > 7	> 50
100 < T < 1000	Alta (II)	1 > q < 10	6 < Y < 7	5 - 50
10 < T < 100	Intermedia (III)	0,1 > q < 1	5 < Y < 6	0,5 - 5
1 < T < 10	Baja (IV)	0,01 > q < 0,1	4 < Y < 5	0,05 - 0,5
0,1 < T < 1	Muy baja (V)	0,001 > q < 0,01	3 < Y < 4	0,005 - 0,05

Tabla 4.6. Clases de transmisividad en función de la metodología descrita por Jetel y Krásný (1968)

Los índices IT e IQe se han aplicado a los ensayos de bombeo de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona con el objetivo de intentar contrastar, al menos parcialmente, los valores estimados de transmisividad. De la comparación entre ambos índices resulta un coeficiente de determinación (R^2) de 0,8, indicativo de un buen grado de ajuste (Fig. 4.35). El valor de la pendiente (1,03) podría indicar que los valores de transmisividad derivados de los ensayos de bombeo estarían ligeramente sobreestimados.

El valor del caudal específico se suele utilizar en la estimación de la transmisividad del acuífero a partir de relaciones empíricas (Driscoll, 1986). Mace (2001) realizó un análisis de sensibilidad a la ecuación de Theis et al. (1963) y concluyó que el cálculo del caudal específico dependía, de mayor a menor importancia, de los valores de transmisividad, coeficiente de almacenamiento y duración del bombeo. Para justificar la estimación de la transmisividad a partir del caudal específico, se asume que existe una relación linealmente proporcional entre ambas variables, de acuerdo con las ecuaciones de Dupuit-Thiem y Theis, en acuíferos libres y confinados, respectivamente (Hamm *et al.* 2005).

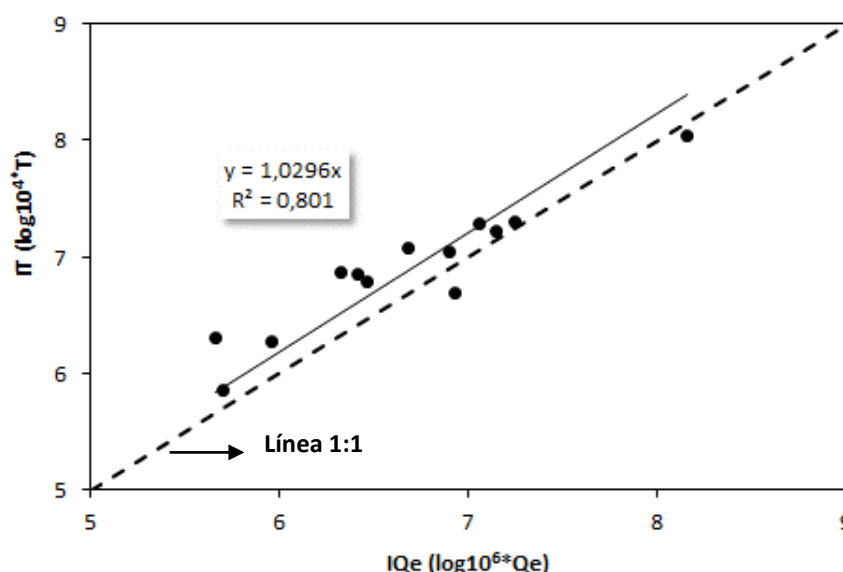


Figura 4.35. Análisis de regresión lineal simple entre los índices de transmisividad (IT) y caudal específico (IQe)

Una vez calculados los logaritmos en base 10 de los valores de transmisividad y caudal específico obtenidos en los ensayos de bombeo se realizó un ajuste lineal (Fig. 4.36).

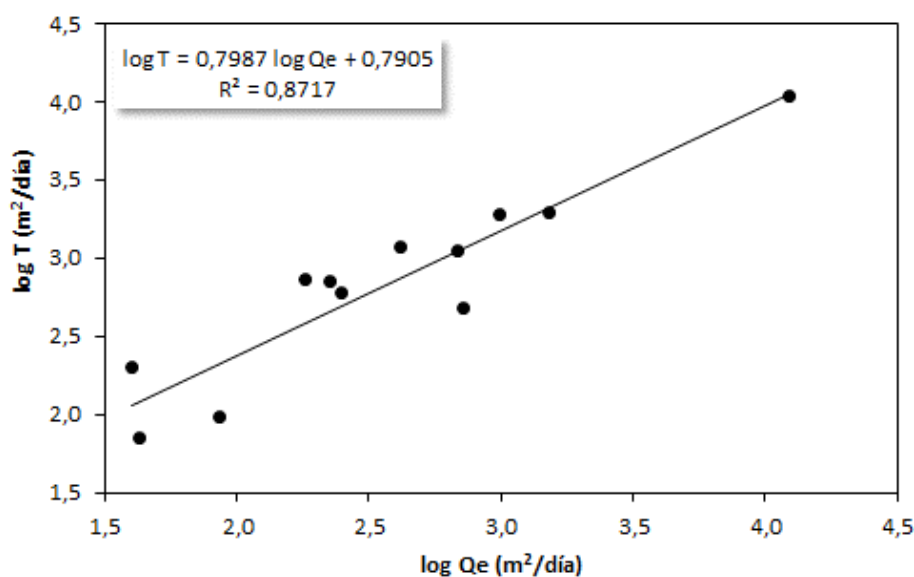


Figura 4.36. Relación existente entre el logaritmo de la transmisividad (T) y el caudal específico (Q_e)

La ecuación de la recta puede adaptarse a una función potencial del tipo:

$$T = C * Q_e^N$$

$$\log T = 0,7987 \log Q_e + 0,7905 \rightarrow T = 6,17 Q_e^{0,7987}$$

donde T = transmisividad, Q_e = caudal específico, C = factor de escala o “scale factor” y N = pendiente o “power coefficient”.

El ajuste de los valores de transmisividad y caudal específico a distribuciones log-normales (Jetel y Krásný, 1986; Ahmed *et al.*, 1988) condiciona la elección del modelo logarítmico, el cual permite la comparación con otras relaciones del mismo tipo según Al Farrah *et al.* (2013). Dicho autores llevaron a cabo un análisis exhaustivo de las relaciones existentes entre los valores de transmisividad y caudal específico (Tabla 4.7) en acuíferos de diferente naturaleza (aluviales, carbonáticos, etc.). Se observa claramente cómo las pendientes (N) de las funciones potenciales en los acuíferos cuaternarios (aluviales y piedemontes) son menores que las que caracterizan a los acuíferos detríticos consolidados (fundamentalmente areniscas) y kársticos. Dicha tendencia también se presenta en las relaciones de tipo potencial derivadas de los ensayos de bombeo de la zona de estudio.

En la figura 4.37 se han incluido tres pares de parámetros (factor de escala y pendiente) relativos a los ensayos de bombeo interpretados en el presente apartado, correspondientes a un análisis global (todas las pruebas de bombeo) y dos parciales (ensayos en acuíferos aluviales y pliocenos). Se observa que el punto característico de los acuíferos aluviales de la zona de estudio (estrella gris) se sitúa próximo al de los acuíferos cuaternarios de Haouz y Doon Valley. Estos resultados no dejan ser orientativos y preliminares ya que la información tratada en el presente apartado procede únicamente de 4 pruebas de bombeo.

4. HIDROGEOLOGÍA

Tipo de acuífero y localización	Relación empírica	Coefficiente de correlación
Aluvial (Haouz Plain, Marruecos)	$T = 15,3 (Qe)^{0,63-0,67}$	0,63
Aluvial (Zealand, Dinamarca)	$T = C (Qe)^{0,51-0,64}$	0,39-0,57
Fluvioglacial (Zealand, Dinamarca)	$T = C (Qe)^{0,84-1,05}$	0,72-0,91
Aluvial (Jutland, Dinamarca)	$T = C (Qe)^{0,70-0,73}$	0,58-0,76
Piedemonte (Doon Valley, India)	$T = 22,9 (Qe)^{0,66}$	0,59
Arenisca (Trinity, Estados Unidos)	$T = 2,75 (Qe)^{0,82}$	0,74
Arenisca (Paluxy, Estados Unidos)	$T = 3,16 (Qe)^{0,79}$	0,75
Arenisca (Woodbine, Estados Unidos)	$T = 1,51 (Qe)^{0,91}$	0,67
Arenisca (Edwards-Trinity, Estados Unidos)	$T = 1,07 (Qe)^{1,01-0,87}$	0,87
Arenisca (Carrizo-Wilcox, Texas, Estados Unidos)	$T = 1,03 (Qe)^{1,08-0,95}$	0,95
Kárstico (Ohio, Estados Unidos)	$T = 3,24 (Qe)^{0,81}$	0,89
Kárstico (Florida, Estados Unidos)	$T = 1,23 (Qe)^{1,05}$	0,89
Kárstico (Euganea, Italia)	$T = 0,85 (Qe)^{1,07}$	0,97
Kárstico (Mujib, Jordania)	$T = 1,81 (Qe)^{0,917}$	0,97
Kárstico (Edwards-Trinity, Estados Unidos)	$T = 0,78 (Qe)^{0,98}$	0,91
Batolito fracturado (San Diego, Estados Unidos)	$T = 0,12 (Qe)^{1,18}$	0,89
Metamórfico fracturado (Man-Danane, Costa de Marfil)	$T = 0,33 (Qe)^{1,3}$	0,93
Kárstico (Edwards, Texas, Estados Unidos)	$T = 0,76 (Qe)^{1,08}$	-
Volcánico (Jeju Island, Corea del Sur)	$T = 0,45 (Qe)^{1,05}$	-
Areniscas y conglomerados (Lago Volta, Ghana)	$T = 0,78 (Qe)^{1,02}$	0,83
Arcillas y arenas (Jifarah, Libia)	$T = 3,1 (Qe)^{0,83}$	0,67*
Arenisca (Abu-Shaybah, Libia)	$T = 2,4 (Qe)^{0,96}$	0,7*
Calizas dolomíticas (Al Aziziyah, Libia)	$T = 0,26 (Qe)^{1,4}$	0,81*

Tabla 4.7. Relaciones de ajuste potencial entre la transmisividad y el caudal específico en diferentes tipos de acuíferos.

Fuente: Srivastav et al. (2007); Al Farrah et al. (2013). Símbolos: * = valor del coeficiente de determinación (R^2)

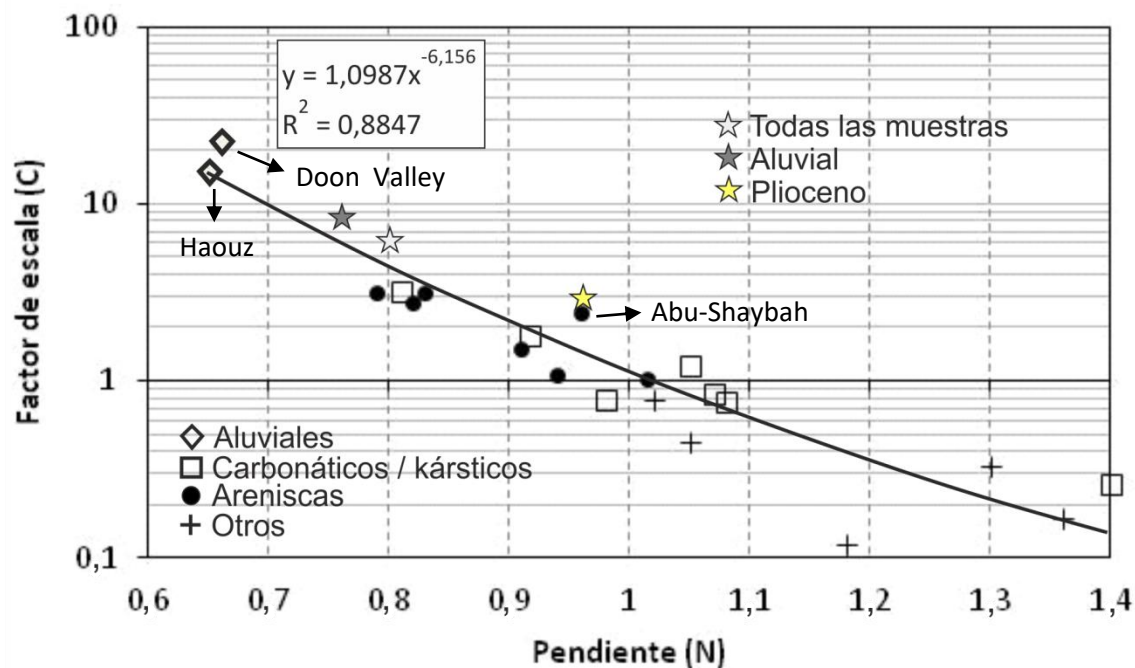


Figura 4.37. Relación existente entre el factor de escala (scale factor) y la pendiente (power coefficient). Modificado de Al Farrah et al. (2013)

El punto representativo de los acuíferos pliocenos de la zona de estudio (estrella amarilla) presenta valores del factor de escala y de pendiente similares a los del acuífero detrítico de Abu – Shaybah (noroeste de Libia), formado por arenas y areniscas intercaladas con niveles más o menos potentes de arcillas rojas de edad miocena, que provocan que el acuífero se encuentre parcialmente confinado (Al Farrah *et al.*, 2013). Estos condicionantes hidrogeológicos no son muy diferentes de los que ocurren en los acuíferos pliocenos del área de estudio.

Se puede concluir que los resultados obtenidos presentan cierta coherencia con los recopilados en bibliografía, aunque no dejan de ser una aproximación a las características hidráulicas de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. Para una correcta determinación de dichas características sería necesario planificar una serie de pruebas de bombeo de larga duración (por lo menos superior a las 24 horas), a caudal constante y con tiempos de recuperación que permitieran obtener depresiones residuales cercanas a 0 metros.

Calvache *et al.* (2016) concluyeron que en acuíferos estratificados con variaciones de la conductividad hidráulica en la vertical o donde el bombeo se realiza en el dominio de la cuña salina, los coeficientes de almacenamiento obtenidos mediante Theis o Cooper-Jacob no se pueden considerar válidos y los valores de transmisividad deben considerarse como aproximados y sobreestimados.

4.6 Hidroquímica

4.6.1 Aguas superficiales

4.6.1.1 Caracterización hidrogeoquímica de las aguas de los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza

Debido a la peculiaridad de los materiales que afloran en las cuencas hidrográficas de los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza (peridotitas de Sierra Bermeja), se ha optado por realizar un análisis algo más detallado sobre sus principales características hidrogeoquímicas. El estudio de la calidad de las aguas superficiales se complementa con la información presentada en el apartado 4.6.2.3. La información hidroquímica utilizada en la realización del presente apartado procede principalmente de la red de control de la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de la Junta de Andalucía.

En la figura 4.38 se presentan las evoluciones de los principales parámetros físico – químicos del agua muestreada en los azudes de derivación de los ríos Guadaiza, Guadalmina y Guadalmanza (Figs. 4.38.A, 4.38.B y 4.38.C, respectivamente). En los distintos puntos de muestreo se observa una marcada variabilidad hidroquímica, con cambios estacionales que podrían estar relacionados con un aumento en las concentraciones de los principales iones debido a procesos de evapo-concentración durante los meses de verano.

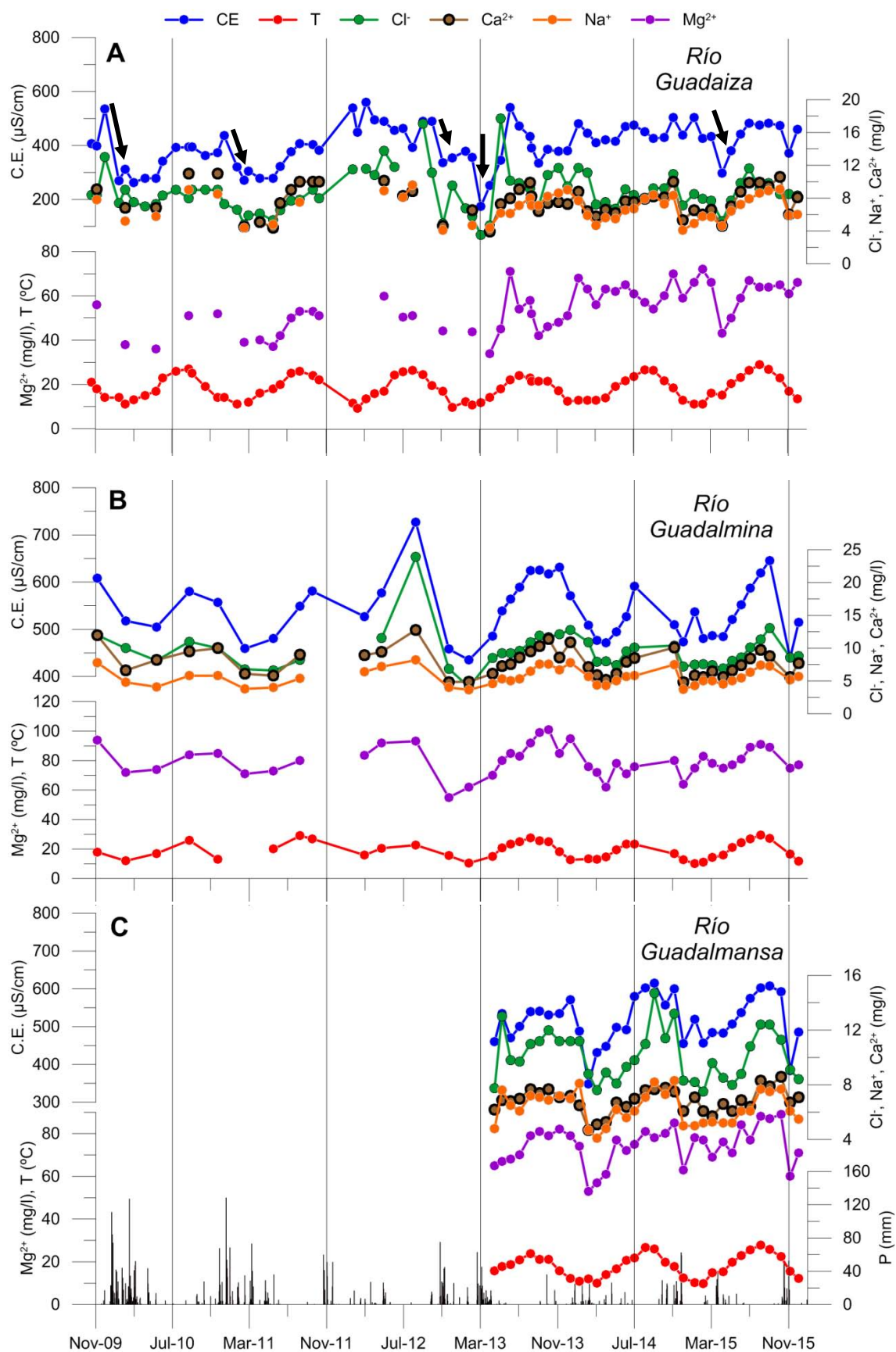


Figura 4.38. Evolución mensual de los principales parámetros físico – químicos de las muestras de agua de los ríos Guadiza, Guadalmina y Guadalmansa tomadas en los azudes de derivación. Fuente: CMAOT (2016)

La totalidad de los parámetros químicos analizados muestra un comportamiento similar, con mayores concentraciones en verano y una disminución en la mineralización de las aguas durante los meses lluviosos. La conductividad eléctrica media del agua de los ríos Guadaiza, Guadalmina y Guadalmanza, es de 401, 541 y 516 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Debido a la periodicidad del muestreo (mensual en los últimos años), no se pueden observar con precisión respuestas hidroquímicas a los diferentes eventos de lluvia. Aun así, se aprecian importantes diluciones que coinciden con los principales periodos lluviosos, como los que tuvieron lugar a comienzos del año hidrológico 2009/10, en el invierno del año 2011 y 2013 o en la primavera de los años 2013 y 2015 (Fig. 4.38.A). La influencia de las rocas peridotíticas en la calidad de las aguas superficiales es evidente, con concentraciones medias de Mg^{2+} en los ríos Guadaiza, Guadalmina y Guadalmanza de 54,4; 79,9 y 74,3 mg/l, respectivamente. El menor contenido de Mg^{2+} en las aguas del río Guadaiza puede estar relacionado con la menor superficie de peridotitas que aflora en su cuenca hidrográfica, constituida en un mayor porcentaje por materiales alpujárrides (gneises) en comparación con las cuencas de los ríos Guadalmina y Guadalmanza.

Con el objetivo de determinar si los procesos de evaporación influyen significativamente sobre la calidad del agua de los ríos muestreados, se ha estudiado la relación molar Na^+/Cl^- , indicativa de procesos de evaporación en masas de agua superficial (Smith y Drever, 1976). Concentraciones elevadas de Cl^- son características de elevadas tasas de evaporación, debido a que el contenido en Cl^- aumenta a medida que dicho proceso se intensifica en el tiempo y sólo disminuye bajo condiciones de sobresaturación y posterior precipitación de halita (Eugster y Maglione, 1979). Garrels y Mckenzie (1967) y Hardie y Eugster (1970) calcularon el cambio en la composición química del agua a partir de una concentración inicial de solutos sometida a evaporación isotérmica bajo condiciones de presión atmosférica. Durante dicho experimento no tuvo lugar la precipitación de sales minerales y las concentraciones de Na^+ y Cl^- en el agua se ajustaron a una línea de evaporación, con los mayores contenidos en las muestras de agua más evaporadas.

En la figura 4.39 se presenta la relación molar Na^+/Cl^- de las aguas superficiales muestreadas durante el periodo de estudio (Fig. 4.39.A) y las tomadas por la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio en el marco del programa de vigilancia sobre la calidad de las aguas continentales (Fig. 4.39.B). Los puntos de control de dicho programa se distribuyen por todo el territorio andaluz, con mayor periodicidad de muestreo en las infraestructuras de regulación involucradas en el abastecimiento a poblaciones (embalses, azudes, canales, etc.).

En la figura 4.39.B se observa que la mayoría de las muestras de agua se alinean según la línea 1:1. Dicha relación corresponde con el ratio Na^+/Cl^- del agua de mar y de las muestras de agua de lluvia de las sierras de Jarastepar y Merinos – Blanquilla (Barberá, 2014), situadas al norte de Sierra Bermeja. La ratio observada en el agua de lluvia muestreada por Andreo (1997) en las sierras Blanca y Mijas presenta un enriquecimiento en cloruros por aportes de aerosol marino. Las aguas superficiales de los ríos Guadalmanza y Guadalmina aguas abajo de los azudes de derivación se desvían de la relación 1:1, con mayores concentraciones de Cl^- respecto de Na^+ (Fig. 4.39.A). Sin embargo, dicha desviación no se observa en las muestras tomadas en los azudes (Fig. 4.39.B). Los procesos de evapo-concentración no parecen ser los responsables del aumento de los contenidos en Na^+ y Cl^- de las aguas muestreadas aguas abajo, ya que las

muestras más mineralizadas presentan un ratio Na^+/Cl^- ($\approx 1:1,3$) diferente al de las menos mineralizadas (1:1).

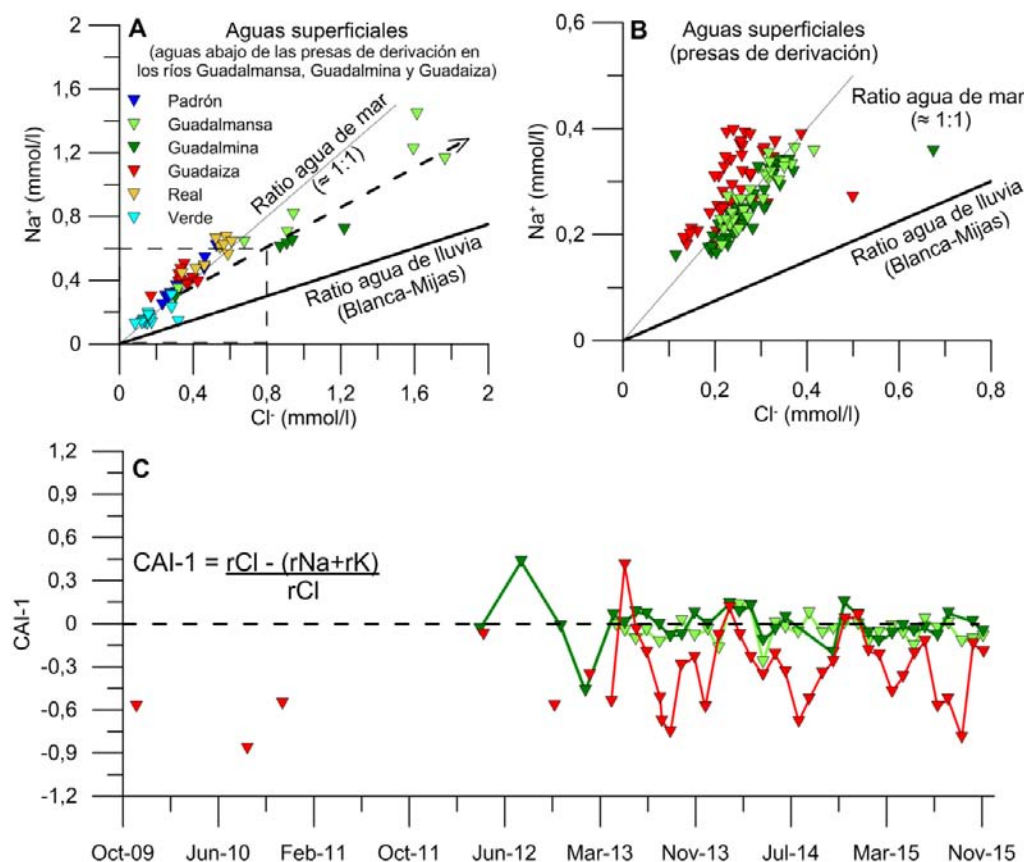


Figura 4.39. Relación molar Na^+/Cl^- en las aguas superficiales de la zona de estudio, aguas abajo de las presas de derivación (A) y en los propios azudes (B), y evolución del índice de cambio de bases en las aguas almacenadas en dichos azudes (C). Las concentraciones de Na^+ y Cl^- en el índice CAI-1 se expresan en meq/l

Las muestras de agua del río Guadaiza aguas abajo del azud de derivación (Fig. 4.39.A) se sitúan próximas a la línea definida por el resto de aguas superficiales, si bien es cierto que aguas abajo (Fig. 4.39.A) y en la presa de derivación (Fig. 4.39.B), presentan una señal hidroquímica diferente en relación con las aguas del resto de ríos regulados. Los mayores contenidos en Na^+ para una misma concentración de Cl^- en las aguas superficiales del río Guadaiza podrían estar relacionados con un enriquecimiento en Na^+ por procesos de intercambio iónico en el suelo y en la capa de alteración de las rocas metapelíticas que afloran en su cuenca hidrográfica. Esto es congruente con los valores negativos del índice de cambio de bases (CAI-1) en las aguas superficiales de dicho río (Fig. 4.39.C), indicativo de un exceso en Na^+ en comparación con Cl^- .

4.6.1.2 Composición isotópica del agua de lluvia y de las aguas superficiales de los ríos Padrón, Guadalmansa, Guadalmina, Guadaiza y Real

Las muestras de agua que se utilizan en el presente apartado (50) se tomaron durante los años 2013 y 2014, en los ríos Padrón, Guadalmansa, Guadalmina, Guadaiza y Real, bajo diferentes condiciones hidrodinámicas.

Cuando el agua de lluvia procede de fuentes de vapor de origen atlántico y mediterráneo, las muestras de agua se sitúan en una posición intermedia entre la línea meteórica global (GMWL) y la línea meteórica del Mediterráneo occidental (WMMWL). Las muestras de agua de lluvia de la estación de Gibraltar (LMWL) presentan una pendiente inferior a 8 (Fig. 4.40), lo cual podría ser indicativo de procesos de evaporación durante la trayectoria de las gotas de lluvia desde la nube hasta la superficie terrestre (Gonfiantini, 1986). Dicha evaporación sería la responsable del enriquecimiento en isótopos pesados y del empobrecimiento en los valores de exceso en deuterio. Sin embargo, con la información disponible, no puede rechazarse la hipótesis de que la línea meteórica local (LMWL) definida por las muestras de agua de lluvia de Gibraltar sea una línea de mezcla como resultado de la interacción entre frentes nubosos de origen mediterráneo y atlántico.

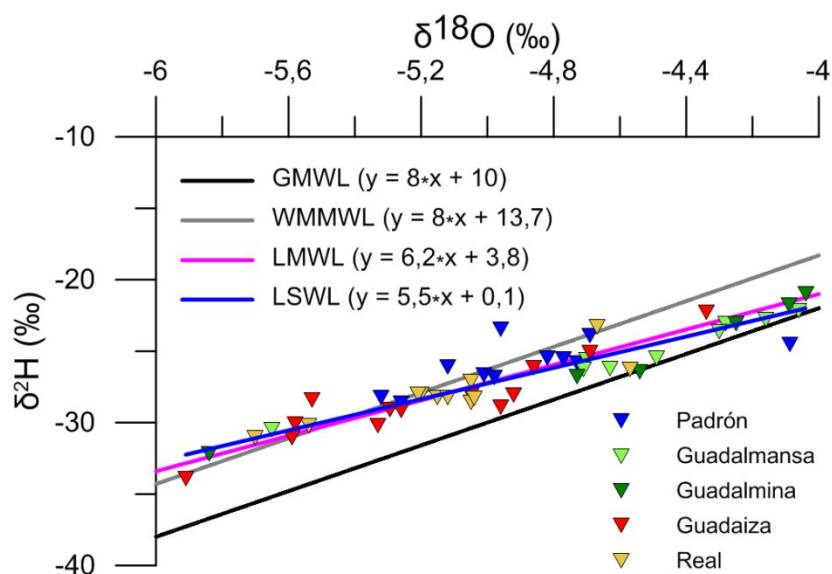


Figura 4.40. Composición isotópica de las aguas superficiales muestreadas en la zona de estudio. Notas: GMWL = Global Meteoric Water Line, WMMWL = Western Mediterranean Meteoric Water Line, LMWL = Local Meteoric Water Line, LSWL = Local Surface Water Line

Por lo general, pendientes de la recta $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ entre 2 y 8 indican evaporación (Craig *et al.*, 1963; Stewart, 1975; Gonfiantini, 1986; Barnes y Allison, 1988). Aun así, los valores de pendiente característicos de procesos de evaporación varían considerablemente en función de la fuente información consultada. El ajuste de las muestras de agua superficial según una recta de pendiente 5,5 (Fig. 4.40) podría indicar que el agua de lluvia ha experimentado procesos de evaporación, ya sea en su trayectoria desde la nube hasta el suelo, como escorrentía superficial en el lecho del río o durante su almacenamiento en infraestructuras de regulación (Vandenschrick *et al.*, 2002). Valores de la pendiente entre 6 y 8,5 en las aguas superficiales están dentro del rango normal para el agua de lluvia y, por lo tanto, no requieren de procesos de evaporación post-precipitación para ser explicados (Kendall y Coplen, 2001).

Las variaciones estacionales del contenido isotópico en las aguas superficiales serán mayores en cuencas hidrográficas constituidas principalmente por materiales de baja permeabilidad (mayor contribución de la escorrentía directa) y menores cuando las aguas subterráneas contribuyan de manera más significativa al caudal del río (Kendall y Coplen, 2001; Kendall y McDonnell, 1998). Debido a la baja permeabilidad de las rocas que afloran en las

cuenas hidrográficas de los ríos Padrón, Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza y Real se asume *a priori* que la composición isotópica de las aguas superficiales está condicionada en gran medida por la de la precipitación. Además de la influencia de las características geológicas de la cuenca, existen otros factores que pueden alterar la composición isotópica original; por ejemplo, las características morfométricas de dicha cuenca (Gat y Tzur, 1967; Fritz et al., 1981; Gat, 1996), tales como el área, la altitud media, la longitud del cauce y diversas variables de relieve y forma (Brooks *et al.*, 2012). La mayor superficie de las cuencas de los ríos Guadalmanza y Guadalmina, con un área vertiente al punto de muestreo de 46,4 y 43,7 km², podría estar relacionada con los valores menos negativos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ medidos en dichos ríos (Fig. 4.41), ya que el agua estaría más tiempo en contacto con la atmósfera (a igualdad de otros factores) sometida a procesos de evaporación. Aun así, sería necesario realizar un análisis más exhaustivo de la influencia de las características morfométricas de la cuenca hidrográfica en la composición isotópica de las aguas superficiales, el cual queda fuera de los objetivos de la presente Tesis Doctoral.

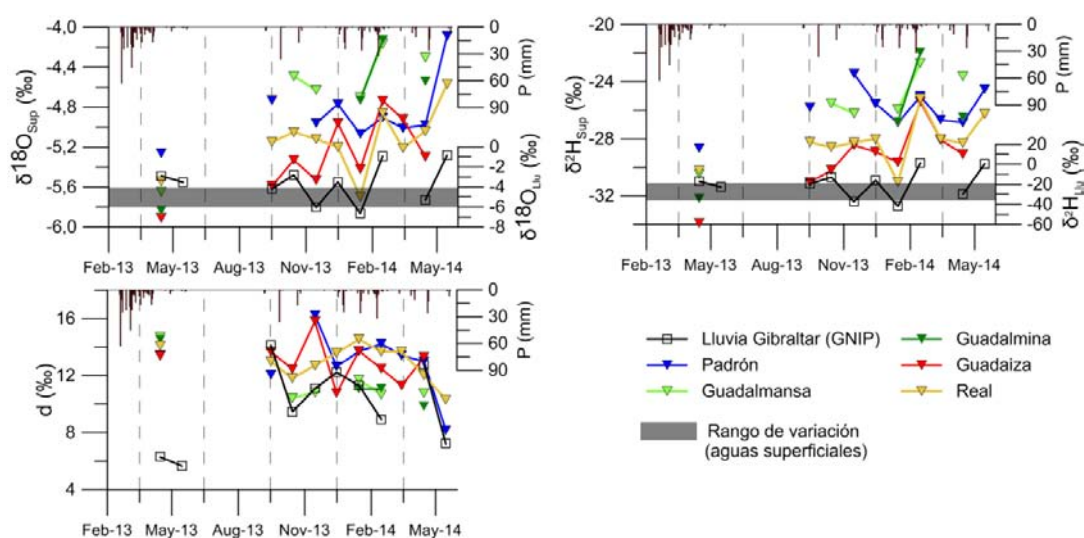


Figura 4.41. Evolución temporal de los contenidos en $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y exceso en deuterio (d) en las aguas superficiales de la zona de estudio y en el agua de lluvia de la estación de Gibraltar. Sup = aguas superficiales, Llu = agua de lluvia

En la figura 4.41 se observa que existe cierta variación en la composición isotópica de las aguas superficiales muestreadas entre abril de 2013 y mayo de 2014. Dicho rango de variación queda dentro de los límites definidos por las aguas de lluvia de la estación de Gibraltar, con valores algo más negativos en el caso de las aguas superficiales. La composición isotópica de las aguas superficiales puede verse alterada por eventos intensos de precipitación después de un periodo relativamente seco (Mook, 2006), como el que tuvo lugar en febrero de 2014, que provocó un enriquecimiento generalizado de las aguas superficiales. La evolución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en las aguas superficiales y en el agua de lluvia siguen una tendencia similar, con valores máximos y mínimos que coinciden en el tiempo, especialmente en el caso de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 4.41).

En relación con el exceso en deuterio (Fig. 4.41), la precipitación de origen mediterráneo occidental tiene valores en torno a +15‰ (Gat y Carmi, 1970) mientras que los frentes de procedencia atlántica se encuentran próximos al +10‰ (Vandenschrick *et al.*, 2002). Los valores medios de exceso en deuterio varían entre 11,4‰ en los ríos Guadalmanza y Guadalmina y 13‰ en los ríos Padrón, Guadaiza y Real. Dichos valores son coherentes con el origen mixto de los

frentes nubosos procedentes del océano Atlántico y el Mediterráneo occidental. Valores elevados de exceso en deuterio indican generalmente que una mayor cantidad de humedad se incorporó a la atmósfera en el proceso de formación del vapor de agua, mientras que valores bajos, inferiores a 5 según Brooks *et al.* (2012), suelen ser indicativos de procesos de fraccionamiento isotópico por evaporación (Gat y Matsui, 1991). Según este último valor de referencia, ninguna de las muestras de agua superficial habría sufrido procesos de evaporación (Fig. 4.41). Mook (2006) concluyó que en regiones templadas el efecto de la evaporación en la composición isotópica de las aguas superficiales es insignificante y lo restringía a regiones de clima árido o semi-árido. Debido al escaso tiempo de residencia del agua en los cursos de agua superficial, dicho efecto no es tan intenso como el que tiene lugar en lagos o embalses (Kendall y McDonnell, 1998).

El análisis de la variabilidad estacional de los valores de los isótopos estables, en particular de $\delta^{18}\text{O}$, se ha complementado con un estudio comparativo entre los caudales medidos en los ríos Guadalmanza y Guadaiza y los valores isotópicos de sus aguas (Fig. 4.42). Ambos ríos están regulados por pequeños azudes de derivación situados aguas arriba de los puntos de muestreo y aforo. Por lo tanto, los datos de caudal no son característicos del funcionamiento de sus cuencas hidrográficas en régimen natural. Los mayores caudales se midieron en los meses de marzo y abril de 2013 (Fig. 4.42), con motivo de las abundantes lluvias registradas en dicho periodo. La mayoría de las muestras de agua se tomaron en condiciones de aguas bajas, incluso durante los meses de invierno y primavera, ya que gran parte del agua captada en las presas de derivación fue distribuida hacia el embalse de La Concepción debido a la disminución de las reservas de agua en ella almacenadas. Esto hizo que las lluvias registradas entre enero y abril de 2014 no diesen lugar a caudales proporcionalmente elevados en los puntos de aforo, con valores medios de 40 y 30 l/s en los ríos Guadalmanza y Guadaiza, respectivamente.

El rango de variación de los contenidos en $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras de lluvia de la estación de Gibraltar fue mucho mayor que el observado en las aguas superficiales, con valores máximos y mínimos en el agua de lluvia de -1,7‰ y -7‰, respectivamente. Los valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas de los ríos Guadalmanza y Guadaiza corresponden a las muestras de abril 2013 (-5,7 y -5,9‰), condicionadas por las intensas lluvias de marzo y abril de dicho año. En cuencas hidrográficas de reducida extensión, el contenido en $\delta^{18}\text{O}$ de la escorrentía superficial debería ser muy similar al de la precipitación local o regional (Kendall y McDonnell, 1998; Mook, 2006), debido a la mayor contribución de ésta al caudal total del río (Mook, 2006). En el caso de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en los ríos Guadalmanza y Guadaiza, presentan una evolución con fluctuaciones moderadas en el tiempo, lo cual podría ser indicativo de la existencia de cierta componente subterránea en la escorrentía total (flujo subsuperficial a través de la zona de alteración de las peridotitas y gneises), que atenuase la variabilidad temporal observada en la composición isotópica de las muestras de agua de lluvia. La localización del punto de muestreo también podría influir en dicha atenuación, dado que se encuentra aguas abajo de las presas de derivación.

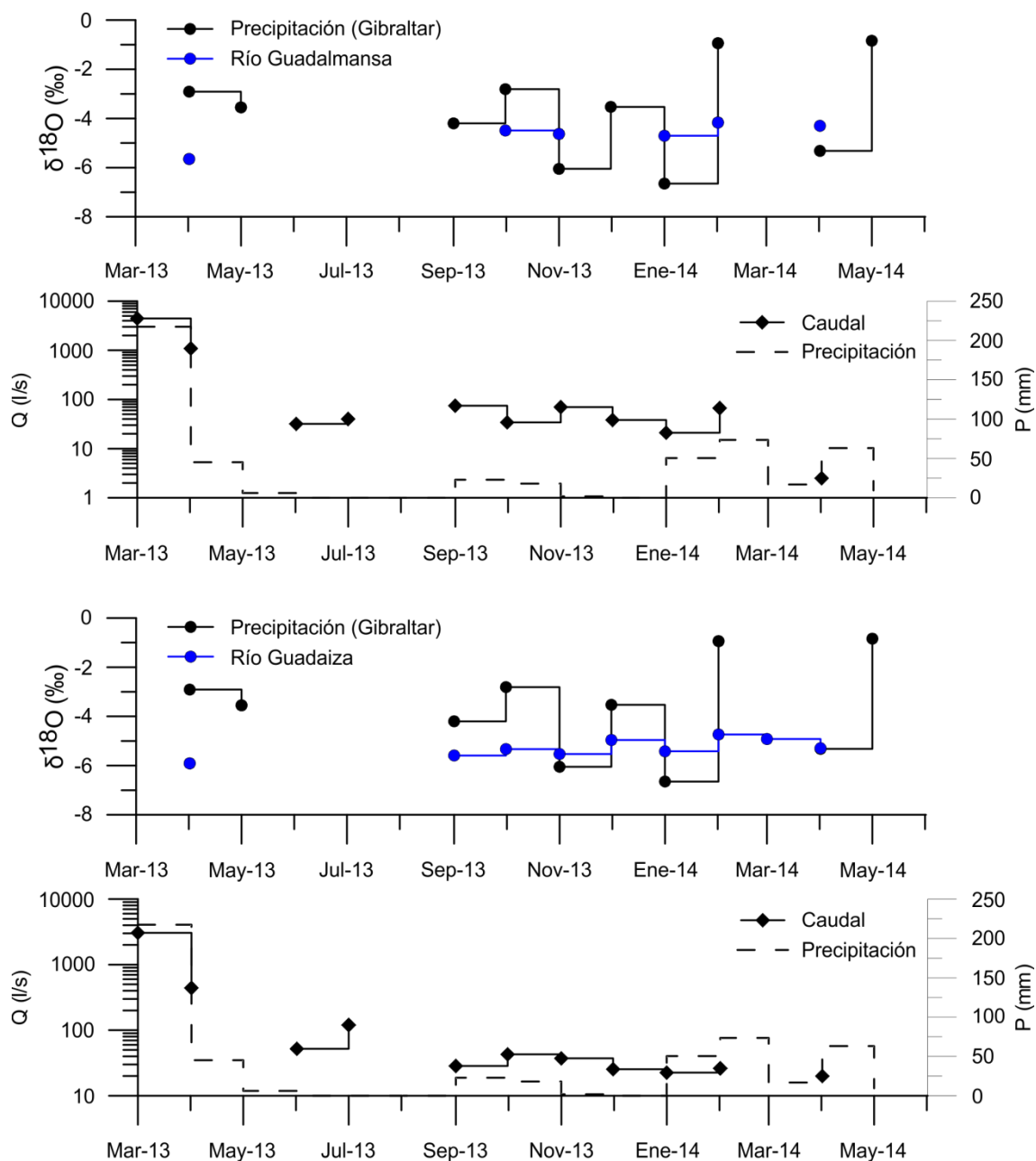


Figura 4.42. Evolución del contenido en $\delta^{18}\text{O}$ en el agua de lluvia (estación de Gibraltar) y en las aguas superficiales de los ríos Guadalquivir y Guadalequivir desde marzo de 2013 hasta mayo de 2014

4.6.2 Aguas subterráneas

4.6.2.1 Hidroquímica del periodo histórico

La calidad del agua se empezó a controlar en el año 1981, en una red de 21 puntos, comprendida entre el río Verde y el extremo oriental de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. En 1983 se amplió la zona de observación con objeto de incluir los

afloramientos pliocenos y cuaternarios del municipio de Estepona. La mayoría de las aguas subterráneas muestreadas presentaban facies bicarbonatadas cálcicas o magnésicas, indicativas de la influencia de la infiltración de recursos de procedencia superficial (IGME, 1984c). También se detectaron facies cloruradas sódicas y cloruradas cálcicas en las proximidades del litoral, donde se evidenciaron indicios de intrusión marina (IGME, 1984b). En este sentido, el IGME disponía de una red de control de la intrusión marina, que empezó a funcionar en 1982 en un total de 30 puntos de observación. Los resultados de las campañas indicaron que la mayor parte de las muestras de agua de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona presentaban unas concentraciones de Cl^- entre 100 y 200 mg/l, con concentraciones menores de 100 mg/l en algunos sectores (IGME, 1984b). Estos sectores correspondían al extremo occidental del área de estudio (Estepona) y a las proximidades del río Real, al este de Marbella. Sin embargo, se detectaron concentraciones de Cl^- superiores a 2 g/l en áreas muy localizadas, situadas en la desembocadura de los principales ríos y en el acuífero plioceno de Marbella Núcleo – Sector Oriental (sector Real-Cabopino). En la figura 4.43 se presenta la evolución del contenido en Cl^- de las aguas muestreadas en los puntos de control histórico denominados Atalaya (S-31), Marbella del Este (S-143) y Monterroso (S-6), que se localizan sobre los acuíferos pliocenos de Estepona (Monterroso y Atalaya) y de Marbella Núcleo - Sector Oriental (sector Real-Cabopino).

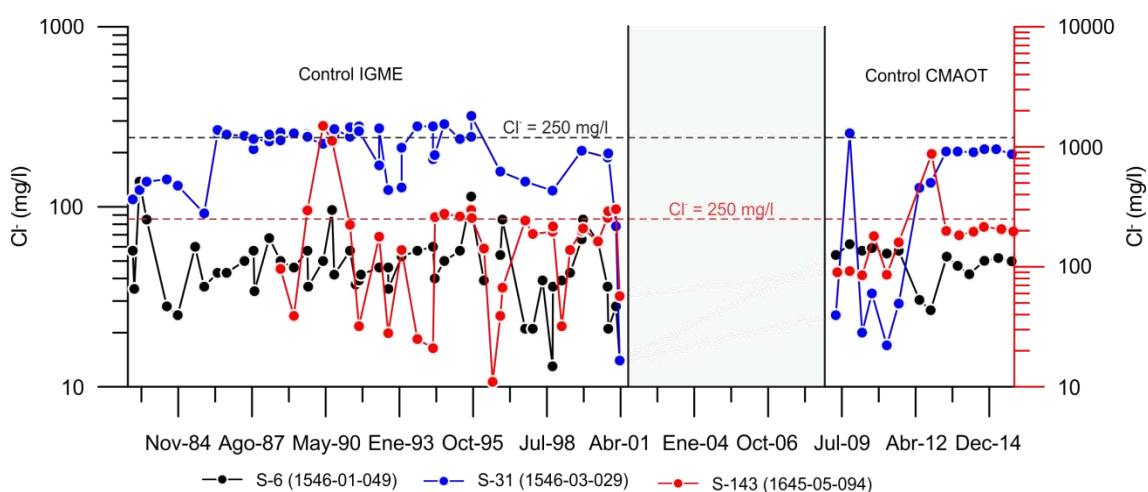


Figura 4.43. Evolución histórica de la concentración de Cl^- en los puntos de control S-6, S-31 y S-143. Nota: CMAOT = Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Se incluye en la leyenda del gráfico el código correspondiente al inventario de puntos de agua realizado por el IGME

La elección de los puntos de control se ha basado en la mayor longitud de sus series de datos y en el hecho de que siguen siendo objeto de control por parte de la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de la Junta de Andalucía (CMAOT). Se observa una gran variabilidad en las concentraciones de Cl^- , con evoluciones diferentes en los distintos puntos de control (Fig. 4.43). Desde que se iniciara el control hidroquímico por parte de CMAOT, las concentraciones de Cl^- han estado la mayor parte del tiempo por debajo del umbral de 250 mg/l, límite de potabilidad establecido en el real decreto 140/2003. Los valores medios de Cl^- en los puntos S-6, S-31 y S-143 durante los periodos de control del IGME y la CMAOT han sido de 53 – 44 mg/l, 209 – 133 mg/l y 229 – 212 mg/l, respectivamente. Por lo tanto, existe una elevada heterogeneidad en lo que se refiere a las respuestas hidroquímicas de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. Con objeto de evaluar espacial y temporalmente dicha heterogeneidad, se han realizado cinco campañas de muestreo en una media de 82 puntos de

control por campaña. En los siguientes apartados se presentan los resultados obtenidos en estas campañas.

4.6.2.2 Caracterización hidrogeoquímica en acuíferos detríticos costeros

La salinización de las aguas subterráneas es un problema que se ha puesto de manifiesto en diferentes acuíferos costeros en todo el mundo (Bear *et al.*, 1999; Louvat *et al.*, 1999; Edmunds y Milne, 2001; Barlow, 2003; de Montety *et al.*, 2008; Somay y Gemici, 2009; Werner *et al.*, 2013) y en varios países mediterráneos (Benavente *et al.*, 2004; Cost Environment Action 621, 2005). El estudio de los mecanismos involucrados en los procesos de salinización de los acuíferos costeros es un factor esencial a la hora de llevar a cabo una gestión sostenible de los recursos hídricos. Diferentes investigadores han analizado el origen de la salinización en este tipo de acuíferos (Custodio, 1997; Bear *et al.*, 1999; Araguas Araguas, 2003; Ghabayen *et al.*, 2006) y han identificado varias fuentes potenciales: disolución de rocas evaporíticas (Pulido-Leboeuf *et al.*, 2003; Carol *et al.*, 2009), infiltración de aguas superficiales salinas (Westbrook *et al.*, 2005; Aunay *et al.*, 2006) o de aguas residuales (Ghabayen *et al.*, 2006), flujos verticales de aguas salinas profundas (Vengosh *et al.*, 1999), aguas fósiles (Tijani, 2004; Yamanaka y Kumagai, 2006) e intrusión marina debida a situaciones de sobreexplotación (Jorgensen, 2002; Kim *et al.*, 2003).

Los procesos de salinización de las aguas subterráneas se observan frecuentemente en acuíferos libres conectados con el mar, en lugares donde existe una fuerte demanda de agua y los bombeos intensivos generan cotas piezométricas por debajo de la cota del nivel del mar. En acuíferos confinados, los procesos geoquímicos que caracterizan la intrusión marina son más complejos, debido fundamentalmente a la existencia de niveles arcillosos que desconectan, al menos de manera parcial, las aguas subterráneas del mar, y al mayor espesor de la zona no saturada, donde tienen lugar la mayoría de dichos procesos (Groenewold *et al.*, 1981). Aun así, la intrusión marina puede ocurrir en ambos tipos de acuíferos (Groen *et al.*, 2000; Kim *et al.*, 2003; Bouchaou *et al.*, 2009; El Yaouti *et al.*, 2009; Somay y Gemici, 2009).

En las aguas subterráneas, la disolución de calcita es la principal fuente de HCO_3^- y Ca^{2+} (Back *et al.*, 1979). Los procesos de disolución-precipitación de carbonatos modifican sustancialmente la composición del agua de mezcla y, por tanto, inciden en la utilización de diversos índices hidrogeoquímicos (Castillo y Morell, 1988). Los acuíferos detríticos no suelen tener un contenido elevado de minerales de naturaleza carbonática (calcita, aragonito o dolomita), aunque los procesos de hidrólisis de la matriz calcárea presente en las arenas y areniscas pueden ser responsables del aumento de las concentraciones de Ca^{2+} y HCO_3^- (Jirakova *et al.*, 2010).

Además de la disolución-precipitación de distintos minerales (calcita, dolomita, yeso, etc.), la concentración de las principales variables hidroquímicas se ve influenciada por procesos de intercambio catiónico. Estos procesos tienden a compensar las variaciones en la composición química de las aguas, lo cual modifica significativamente las concentraciones de los principales cationes (Appelo y Geirnaert, 1991; Appelo y Postma, 1993; Martínez y Bocanegra, 2002;

Andersen et al. 2005). La evolución geoquímica de las aguas subterráneas depende de diversos factores, tales como el tiempo de residencia en el acuífero, el tipo de minerales que interviene en el proceso de interacción agua-roca y la posibilidad de procesos de mezcla con aguas de diversos orígenes (ITGE, 1990, Bhatt y Salakani, 1996; Karanth, 1997).

Las relaciones iónicas entre las distintas especies químicas del agua se han utilizado, con frecuencia, en la evaluación de los procesos de salinización en zonas costeras (Vengosh y Rosenthal, 1994; Sánchez-Martos *et al.*, 2002; Kim *et al.*, 2003; El Moujabber *et al.*, 2006; Lee y Song, 2007). El uso combinado de dichas relaciones y la información isotópica de las aguas proporcionan información de gran utilidad a la hora de evaluar los procesos de mezcla con el agua de lluvia, las aguas superficiales y la del mar, y determinar, por tanto, el origen de la salinidad (Baonza *et al.*, 1984; Benavente y López Vera, 1986; Castillo y Morell, 1988; Capaccioni *et al.*, 2005; Mollema *et al.*, 2013; Mongelli *et al.*, 2013). En la presente Tesis Doctoral se avanza en el uso de dicha aproximación metodológica.

- Análisis comparativo de las diferentes campañas de control hidroquímico

Durante el desarrollo de la presente Tesis Doctoral se han llevado a cabo distintas campañas de muestreo en diferentes pozos y sondeos de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. Las campañas de control hidroquímico han tenido lugar durante los meses de noviembre de 2012 y abril y septiembre de 2013 y 2014, con un total de 409 muestras analizadas (16 análisis facilitados por la empresa de aguas Hidralia). Se han analizado los componentes químicos mayoritarios (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- y NO_3^-) en el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. Las determinaciones analíticas se realizaron mediante cromatografía iónica (equipo Professional IC 850 - Metrohm), a excepción de HCO_3^- que se midió por volumetría. Además, se han realizado determinaciones isotópicas ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) con el equipo Picarro mods. L2120i-CRS.

La clasificación de las aguas subterráneas en los distintos grupos hidroquímicos que se plantea a continuación se basa en la propuesta de definición de acuíferos descrita en los apartados 4.4 y 4.5.1.1 sobre los límites y geometría de los afloramientos pliocenos y cuaternarios (Fig. 4.2) y la distribución espacial de la piezometría (Fig. 4.3). En este sentido, debido a la diferencia de permeabilidad y transmisividad en las formaciones cuaternarias y pliocenas, se han considerado por separado las aguas muestreadas en los acuíferos aluviales (grupo B). La existencia de barreras impermeables (afloramientos miocenos del Flysch del Campo de Gibraltar y Formación San Pedro de Alcántara) al flujo del agua subterránea entre los acuíferos pliocenos de Estepona, San Pedro y Aloha ha condicionado la clasificación de las muestras de agua en los grupos A, C y D, respectivamente. La diferencia entre las cotas piezométricas medidas en los acuíferos pliocenos de Aloha y Marbella Núcleo – Sector Oriental permite diferenciar ambas formaciones. La sectorización del acuífero plioceno de Marbella Núcleo – Sector Oriental en dos unidades (Señorío y Marbella Núcleo – grupo E y Real-Cabopino – grupo F) no responde a criterios geológicos o hidrogeológicos sino al interés de estudiar el

impacto en la calidad de las aguas subterráneas debido a la existencia de áreas fuente de diferente naturaleza litológica, carbonática y metapelítica, respectivamente (Fig. 4.2).

En la tabla 4.8 se presenta un resumen de los componentes químicos e isotópicos analizados en las aguas de los acuíferos costeros de Marbella-Estepona. Los datos están ordenados espacial (de oeste a este) y temporalmente. El valor medio de la conductividad eléctrica en las cinco campañas de muestreo ha sido muy similar, aunque existe una tendencia al aumento de la mineralización desde abril de 2013 (946 $\mu\text{S}/\text{cm}$) hasta septiembre de 2014 (1429 $\mu\text{S}/\text{cm}$). El aumento de la salinidad en la campaña de septiembre de 2014 se detectó en un número reducido de captaciones del acuífero plioceno de Estepona (desembocadura del río Padrón) y en el acuífero aluvial del río Guadaiza. Las aguas subterráneas que presentaron un menor grado de mineralización se muestrearon en los acuíferos aluviales de los ríos Guadalmina, Guadaiza y Verde y en el acuífero plioceno de San Pedro de Alcántara, con valores medios de conductividad eléctrica de 953 y 825 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente. El valor correspondiente a las formaciones cuaternarias está condicionado en gran medida por la existencia de aguas muy mineralizadas en el acuífero aluvial del río Guadaiza, que alcanzaron conductividades eléctricas superiores a los 6 mS/cm en la campaña de septiembre de 2014. El anión más importante en las aguas subterráneas de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona es el HCO_3^- , con un valor medio de 392 mg/l. En relación con la componente catiónica, se ha observado un claro predominio de Mg^{2+} y Ca^{2+} en los sectores occidental y oriental de la zona de estudio, respectivamente (Tabla 4.8). Se observa una elevada variabilidad hidrogeoquímica entre los diferentes acuíferos diferenciados, con coeficientes de variación que varían entre 17% (HCO_3^-) y 90% (Cl^-). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y d presentan coeficientes de variación considerablemente inferiores a los observados en las variables físico-químicas.

Por lo que respecta a las variaciones temporales, además del aumento en la mineralización, se produce un muy ligero enriquecimiento isotópico de las aguas, con un valor inicial de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de -4,9 y -27,8‰ en noviembre de 2012 y de -4,7 y -26,4‰ en septiembre de 2014 (Tabla 4.8). El valor medio de exceso en deuterio (d) permanece constante en las cinco campañas de control (11,1‰).

Con objeto de evaluar la similitud hidroquímica observada en las diferentes campañas de control se han elaborado curvas de frecuencias acumuladas (Fig. 4.44) de los principales componentes químicos de las aguas subterráneas. En la figura 4.45 se muestran los principales tipos de curvas y los procesos geoquímicos que suelen alterar su morfología.

Variable (N, m, v)		N	C.E.		Cl ⁻		SO ₄ ²⁻		HCO ₃ ⁻		NO ₃ ⁻		Na ⁺		Mg ²⁺		Ca ²⁺		K ⁺		δ ¹⁸ O		δ ² H		d		
		m	v (%)	m	v (%)	m	v (%)	m	v (%)	m	v (%)	m	v (%)	m	v (%)	m	v (%)	m	v (%)	m	v (%)	m	v (%)	m	v (%)	m	v (%)
nov-12	Estepona (A)	5	2057	133	488	197	147	80	340	10	12	48	186	191	130	112	84	85	2	62	4,8	6	-26,6	5	12,1	12	
	Aluviales (B)	10	689	21	38	42	38	48	360	20	7	85	22	47	66	35	30	32	2	19	-5	4	-28,3	5	11,4	5	
	San Pedro (C)	6	809	18	47	24	62	48	382	20	22	93	16	8	87	23	36	47	1	19	-4,6	5	-26,4	6	10,2	6	
	Aloha (D)	5	1260	11	149	26	90	15	487	6	13	22	55	36	101	9	80	41	3	35	-4,9	4	-28,0	3	10,8	7	
	Señorío y Marbella Núcleo (E)	19	1094	37	138	92	79	37	374	18	16	103	37	39	59	58	108	32	3	80	-5	4	-28,5	4	11,3	6	
	Real-Cabopino (F)	9	1164	61	195	132	72	23	337	16	10	72	67	59	45	37	117	74	3	42	-5,1	4	-28,9	4	11,5	8	
abr-13	Estepona (A)	54	1179	47	176	86	81	42	380	15	13	71	64	63	81	46	76	52	2	43	-4,9	5	-27,8	5	11,2	7	
	Aluviales (B)	22	994	60	110	190	73	54	415	26	6	86	50	96	91	53	53	67	3	133	-4,7	8	-26,4	7	11,3	12	
	San Pedro (C)	9	585	29	29	46	33	67	364	16	6	121	18	52	72	30	30	29	2	26	-5,2	6	-30	7	11,6	4	
	Aloha (D)	7	791	18	50	23	82	56	412	14	18	50	19	35	101	19	38	30	1	14	-4,6	2	-27,1	2	10,1	5	
	Señorío y Marbella Núcleo (E)	5	1209	19	206	81	97	19	465	10	12	19	65	45	113	33	78	51	2	25	-4,9	1	-28,2	1	10,9	3	
	Real-Cabopino (F)	23	1071	34	146	83	93	37	368	23	14	99	45	55	69	55	106	45	3	97	-5	5	-28,5	4	11,1	8	
sep-13	Estepona (A)	19	1028	23	136	54	87	38	352	15	12	128	74	49	41	39	102	34	2	48	-4,9	6	-27,9	7	11,5	9	
	Aluviales (B)	85	946	31	113	80	76	45	396	17	11	84	45	55	81	38	68	43	2	57	-4,9	5	-28,0	5	11,1	7	
	San Pedro (C)	27	1121	52	147	127	86	64	427	25	8	98	65	123	103	38	53	37	4	112	-4,6	8	-26,2	6	10,8	16	
	Aloha (D)	9	759	29	50	45	50	45	383	26	11	106	25	37	81	40	39	22	2	43	-5,1	9	-29,5	9	11,2	10	
	Señorío y Marbella Núcleo (E)	6	820	14	44	17	76	30	390	11	27	57	18	9	97	13	36	37	1	18	-4,7	3	-27,5	2	10,5	8	
	Real-Cabopino (F)	5	1150	29	141	65	98	31	447	11	14	36	61	61	101	20	65	41	3	43	-4,9	4	-28,3	4	10,8	7	
abr-14	Estepona (A)	23	1037	31	128	95	90	29	382	17	17	94	39	47	69	51	106	42	3	69	-5	4	-28,7	4	11,4	7	
	Aluviales (B)	21	1024	29	142	57	88	48	337	20	14	123	79	58	43	35	101	41	3	48	-5	6	-28	7	11,6	9	
	San Pedro (C)	91	985	31	109	68	81	41	394	18	15	86	48	56	82	33	67	37	3	56	-4,9	6	-28,0	5	11,1	10	
	Aloha (D)	27	1175	67	157	161	88	70	406	23	7	88	73	136	100	50	48	54	4	127	-4,5	11	-25,1	10	10,7	18	
	Señorío y Marbella Núcleo (E)	8	723	23	46	39	49	43	353	20	10	103	23	36	73	34	33	32	2	25	-4,8	7	-27,1	7	11	7	
	Real-Cabopino (F)	9	855	14	47	22	85	35	395	12	20	45	19	21	100	16	31	30	1	19	-4,8	2	-27,2	2	10,9	5	
sep-14	Estepona (A)	7	1213	25	160	48	94	30	434	14	11	46	60	55	99	17	66	33	3	47	-4,7	3	-27,3	4	10,5	7	
	Aluviales (B)	26	1112	47	145	135	92	33	382	21	18	86	39	54	71	84	104	42	3	100	-4,9	5	-28,2	5	11,2	8	
	San Pedro (C)	22	1166	51	179	119	97	66	360	22	19	120	87	90	48	58	116	79	3	61	-5	6	-28	6	11,7	9	
	Aloha (D)	99	1041	38	122	87	84	46	388	19	14	81	50	65	82	43	66	45	3	63	-4,8	6	-27,2	6	11,0	9	
	Señorío y Marbella Núcleo (E)	24	1807	116	380	193	97	94	438	26	10	85	125	180	143	84	73	93	4	124	-4,3	15	-24,1	13	10,1	23	
	Real-Cabopino (F)	7	2011	111	465	162	106	107	395	16	11	77	114	169	169	98	66	87	5	80	-4,6	5	-26	4	11,1	12	
nov-15	Estepona (A)	6	851	10	47	31	68	26	419	10	29	47	20	23	93	12	34	38	2	54	-4,7	4	-26,9	4	10,6	6	
	Aluviales (B)	3	1592	46	274	82	108	51	474	6	15	67	92	83	128	34	101	52	5	63	-4,7	4	-26,8	1	10,8	17	
	San Pedro (C)	22	1089	55	169	141	79	48	364	18	19	117	37	54	75	83	105	49	4	54	-4,9	4	-27,4	5	11,5	6	
	Aloha (D)	19	1225	98	218	183	79	77	332	17	9	84	97	126	49	78	106	77	3	66	-4,9	8	-27,2	8	11,7	11	
	Señorío y Marbella Núcleo (E)	81	1429	73	259	132	90	67	404	16	16	80	81	106	110	65	81	66	4	74	-4,7	7	-26,4	6	11,0	13	
	Real-Cabopino (F)	Promedio todas las campañas																									
		1116	44	156	90	82	48	392	17	14	80	58	69	87	45	72	48	3	58	-4,8	5	-27,5	5	11,1	9		

Tabla 4.8. Valores medios de los componentes químicos e isotópicos analizados en las aguas de los acuíferos costeros de Marbella-Estepona. d = exceso en deuterio. Valores expresados en mg/l (iones), $\mu\text{S}/\text{cm}$ (conductividad eléctrica, C.E.) y ‰ ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y d). N = número de muestras, m = media aritmética, v = coeficiente de variación

4. HIDROGEOLOGÍA

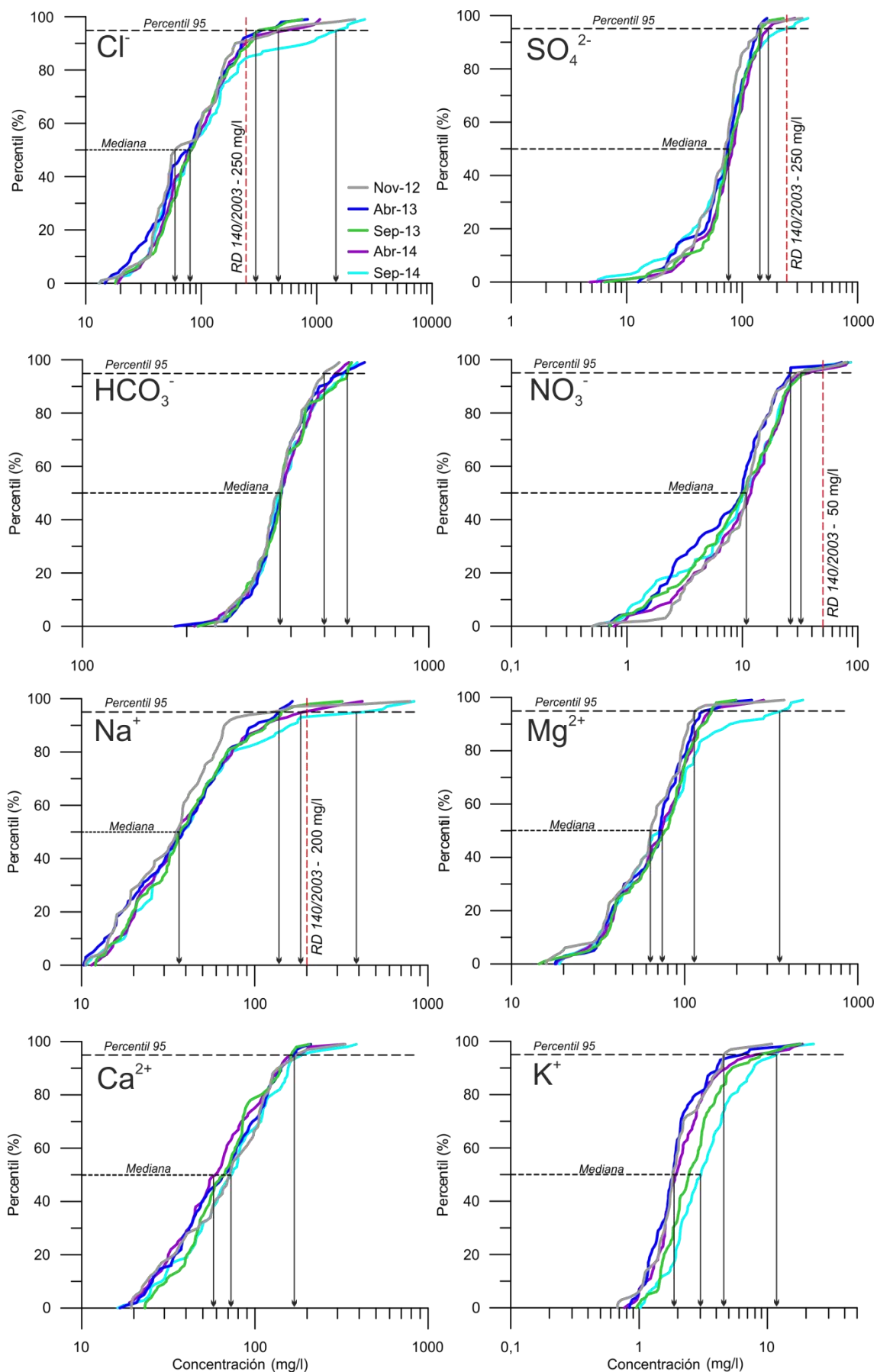


Figura 4.44. Curvas de frecuencias acumuladas de los principales componentes químicos analizados en las aguas de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona durante las cinco campañas de control

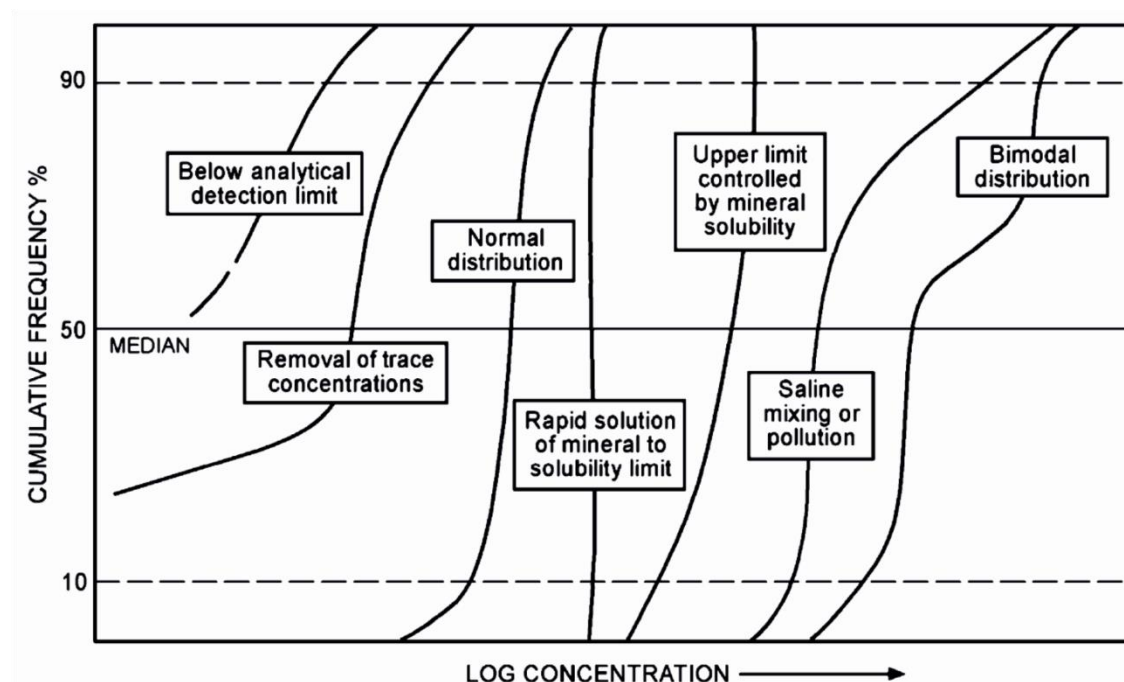


Figura 4.45. Tipos de curvas de frecuencias acumuladas en relación con los principales procesos geoquímicos que pueden condicionar su morfología. Tomado de Edmunds et al. (2003)

El análisis de curvas de frecuencias acumuladas es una de las herramientas gráficas más utilizadas en hidrogeoquímica con objeto de estudiar la distribución de las diferentes variables hidroquímicas (Tennant y White, 1959; Edmunds *et al.*, 2003). Dicho estudio permite discriminar el origen de la concentración de las variables analizadas (natural o antropogénico). A este respecto, la mediana (percentil 50) se suele utilizar como valor representativo de las aguas subterráneas no contaminadas y el percentil 95 se refiere al límite superior del rango de concentración de base (*background concentration range*).

Se observa que la mayoría de las curvas de frecuencias acumuladas se ajustan a una distribución normal (Figs. 4.44, 4.45), lo cual permite extraer información estadísticamente significativa de los diferentes percentiles. En los gráficos de las variables hidroquímicas que tienen establecido un umbral de calidad para abastecimiento de agua potable (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- y Na^+) se ha incluido dicho umbral, con objeto de evaluar el estado químico en el que se encuentran los acuíferos. En este sentido, los procesos de mezcla con agua de mar (*saline mixing or pollution* en la figura 4.45) se observan principalmente en las curvas de frecuencias acumuladas de Cl^- y Na^+ (Fig. 4.44), con concentraciones más elevadas en la campaña de muestreo de septiembre de 2014. Las curvas de frecuencias acumuladas más verticales corresponden a las concentraciones de HCO_3^- , lo cual podría estar relacionado con el control que ejerce el producto de solubilidad de los minerales calcita y dolomita. Los valores de la mediana para los distintos componentes químicos en las diferentes campañas de control son muy similares entre sí, con mayores diferencias en las concentraciones de Cl^- , Mg^{2+} y Ca^{2+} , aunque siempre inferiores a 20 mg/l (Fig. 4.44). Los valores del percentil 95 coinciden, en general, con un cambio de pendiente en la curva de frecuencias acumuladas, indicativo de la existencia de un grupo de aguas más mineralizadas.

4.6.2.3 Técnicas hidroquímicas e isotópicas avanzadas para la caracterización hidrogeoquímica de acuíferos detríticos costeros

Se han analizado los resultados de la campaña de muestreo de abril de 2014, en un total de 99 captaciones y en los principales ríos de la zona de estudio (Fig. 4.46). Los datos hidroquímicos del río Verde se han obtenido de la Red de Control de la Calidad de las Aguas Superficiales de la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio (CMAOT, 2016). Al igual que en el resto de campañas, se tomaron muestras de dos manantiales en peridotitas a lo largo del tramo medio-alto del río Guadaiza. Además de los componentes químicos analizados regularmente (iones mayoritarios e isótopos estables del agua), se han determinado las concentraciones de Br^- y SiO_2 .

A partir de los datos obtenidos, se ha llevado a cabo un análisis hidrogeoquímico (relaciones iónicas) e isotópico de las muestras de agua superficial y subterránea con el fin de conocer las principales características de cada una de ellas y su posible interrelación. Además, se han calculado los índices de saturación en calcita, dolomita, yeso, halita y crisotilo (serpentina) mediante el programa PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999).

Con el objetivo de seleccionar las relaciones iónicas que mejor caractericen las aguas subterráneas desde el punto de vista hidrogeoquímico, se ha efectuado un análisis preliminar basado en el cálculo de los deltas iónicos (Δ). Dicho cálculo ha permitido identificar los procesos geoquímicos que modifican el valor teórico de cada ión con respecto a una mezcla conservativa agua dulce – agua de mar. Los valores positivos y negativos de Δ indican enriquecimiento y empobrecimiento en comparación con dicha mezcla (Fidelibus *et al.*, 1993).

$$\Delta C_i = C_{i, \text{ muestra}} - C_{i, \text{ mezcla teórica}}$$

Donde ΔC_i corresponde con el delta iónico del ión i , $C_{i, \text{ muestra}}$ es la concentración del ión i medida en la muestra y $C_{i, \text{ mezcla teórica}}$ se refiere al valor teórico de la concentración del ión i para una mezcla conservativa agua dulce – agua de mar. Dicho valor teórico se ha calculado en función del porcentaje de agua de mar en cada muestra (f_{mar}), estimado a partir de la concentración de Cl^- en el agua de mar ($C_{\text{Cl}, \text{ mar}}$), en la muestra en cuestión ($C_{\text{Cl}, \text{ muestra}}$) y en un agua subterránea considerada como representativa del agua dulce del acuífero ($C_{\text{Cl}, \text{ agua dulce}}$). Dicha agua subterránea suele corresponder a la muestra con el menor contenido en Cl^- . El cálculo de los deltas iónicos a partir de la concentración de Cl^- se puede realizar debido al carácter conservativo (Appelo y Postma, 1993). El porcentaje de agua de mar en cada muestra se utilizó para calcular el valor teórico de cada ión analizado:

$$f_{\text{mar}} = \frac{(C_{\text{Cl}, \text{ muestra}} - C_{\text{Cl}, \text{ agua dulce}})}{(C_{\text{Cl}, \text{ mar}} - C_{\text{Cl}, \text{ agua dulce}})}$$

$$C_{i, \text{ mezcla teórica}} = f_{\text{mar}} * C_{i, \text{ mar}} + (1 - f_{\text{mar}}) * C_{i, \text{ agua dulce}}$$

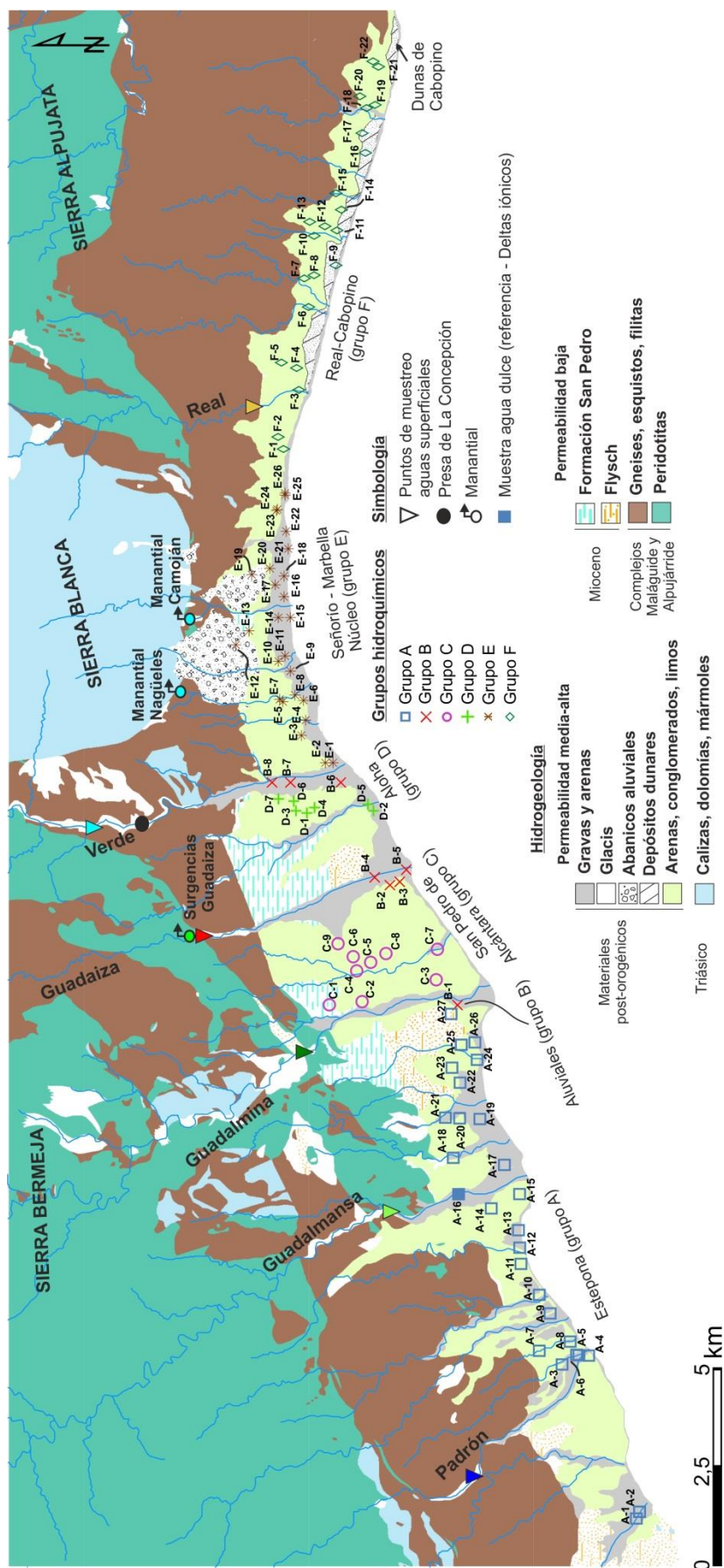


Figura 4.46. Mapa hidrogeológico de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona con la ubicación de los diferentes puntos de muestreo

Para completar la caracterización hidrogeoquímica de las aguas subterráneas se han calculado dos índices de cambio de bases, CAI-1 y CAI-2 (Schoeller, 1962; Custodio y Llamas, 1983), también llamados índices de desequilibrio entre cloruros y alcalinos. El índice CAI-1 se ha utilizado en el apartado 4.6.1.1., en el análisis hidroquímico de las aguas superficiales de los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza.

$$\text{CAI-1} = \frac{r \text{ Cl} - r (\text{Na} + \text{K})}{r \text{ Cl}} \quad \text{CAI-2} = \frac{r \text{ Cl} - r (\text{Na} + \text{K})}{r (\text{SO}_4 + \text{HCO}_3 + \text{NO}_3)}$$

En aguas subterráneas, el valor de estos índices suele tomar un valor positivo o negativo, en general próximo a 0. El cambio de bases no viene definido por un valor absoluto, sino por la existencia de una tendencia al aumento o descenso.

Se ha evaluado estadísticamente la bondad de la propuesta de clasificación de las aguas subterráneas de los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona en seis grupos hidroquímicos mediante un análisis discriminante. El análisis discriminante (AD) se utiliza frecuentemente para determinar las variables que mejor discriminan entre dos o más grupos de muestras con objeto de facilitar la interpretación de matrices de datos complejas (Hill y Lewicki, 2006). Los datos de partida se han transformado según el logaritmo decimal y se han estandarizado, con objeto de asegurar que cada variable se ajuste a una distribución normal y sea igualmente ponderada en el análisis multivariante. El procedimiento estadístico utilizado para llevar a cabo el AD se resume en el siguiente diagrama de flujo.

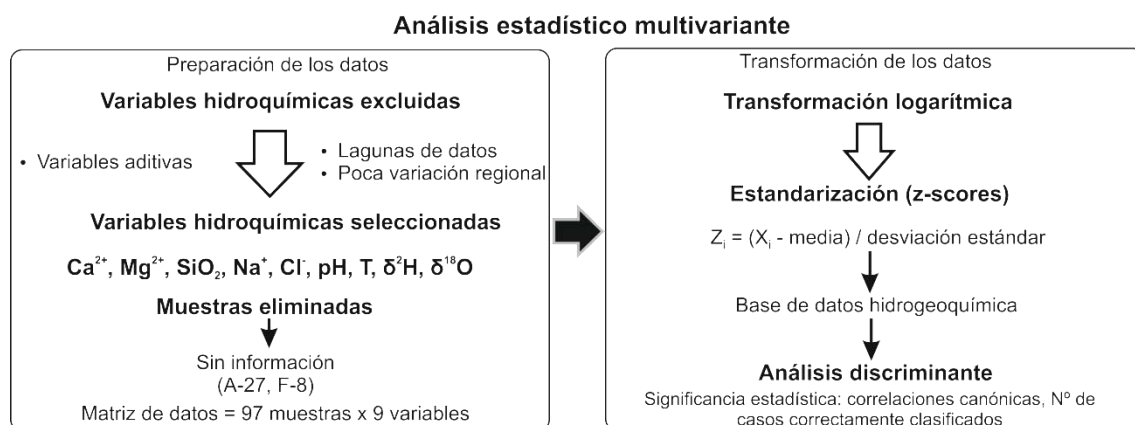


Figura 4.47. Diagrama de flujo con el procedimiento metodológico utilizado para la realización del análisis discriminante

Los resultados que se presentan a continuación se han publicado en una revista científica indexada (*Science of the Total Environment*). El texto correspondiente a dicho artículo se incluye al final de la presente Tesis Doctoral como información complementaria.

4.6.2.3.1 Calidad del agua

En la tabla 4.9 se presenta un resumen de los componentes químicos e isotópicos analizados en las aguas de los acuíferos costeros de Marbella-Estepona. Los datos están ordenados espacialmente (de Oeste a Este) en función del tipo de agua, subterránea y

4. HIDROGEOLOGÍA

superficial. Las muestras de agua subterránea presentan valores de conductividad eléctrica similares (en torno a 1100 – 1200 $\mu\text{S}/\text{cm}$), a excepción de las aguas de los grupos B y C, con valores promedio de 723 y 855 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente.

El anión HCO_3^- es predominante en las muestras de agua subterránea analizadas, con una concentración media de 386 mg/l, seguido de Cl^- (138 mg/l) y SO_4^{2-} (87 mg/l). La importancia relativa de Mg^{2+} y Ca^{2+} (facies magnésicas, magnésico-cálcicas o cálcicas) varía espacialmente desde posiciones más occidentales (grupo A) a más orientales (grupo F).

No.	T (°C)	EC	pH	Cl^-	Br^-	SO_4^{2-}	Alc	NO_3^-	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	K^+	SiO_2	IScal	ISdol	Isyes	IShal	IScri	$\delta^{18}\text{O}$	δD	d
Aguas subterráneas																					
Grupo A (N = 27)	20,7	1175	7,7	157	1,7	88	406	7	73	100	48	4,0	49	0,4	1,4	-2,2	-7,0	-1,0	-4,5	-25,1	10,7
Grupo B (N = 8)	20,4	723	7,6	43	1,1	49	353	10	23	73	33	2,0	34	0,1	0,9	-2,4	-7,6	-1,9	-4,8	-27,1	11,0
Grupo C (N = 9)	21,7	855	7,8	47	0,6	85	395	20	19	100	31	1,2	65	0,4	1,6	-2,2	-7,7	0,6	-4,8	-27,2	10,9
Grupo D (N = 7)	21,5	1213	7,6	160	1,8	94	434	11	60	99	66	2,5	54	0,4	1,4	-1,9	-6,7	-1,4	-4,7	-27,3	10,5
Grupo E (N = 26)	21,5	1112	7,4	145	1,6	92	382	18	39	71	104	2,9	37	0,4	0,9	-1,7	-7,1	-3,4	-4,9	-28,2	11,2
Grupo F (N = 22)	20,0	1136	7,4	169	1,6	94	358	18	83	48	112	2,7	30	0,3	0,6	-1,7	-6,7	-4,3	-5,0	-27,9	11,7
Media	21,0	1036	7,6	120	1,4	83	388	14	50	82	66	2,5	45	0,4	1,1	-2,0	-7,1	-1,9	-4,8	-27,1	11,0
v (%)	3	19	2	49	33	21	8	37	53	26	53	37	30	31	33	14	6	93	4	4	4
Aguas superficiales																					
Padrón (N = 11)	16,2	527	8,4	12	0,5	16	353	2	9	73	17	1,0	36	0,6	2,1	-3,1	-8,6	3,7	-4,9	-25,9	13,2
Guadalmansa (N = 10)	19,8	702	8,5	40	0,6	30	414	1	21	89	24	1,6	41	0,8	2,5	-2,9	-7,9	3,8	-4,6	-25,1	11,3
Guadalmina (N = 7)	20,0	656	8,6	30	0,6	29	403	2	13	86	23	1,3	36	1,0	2,9	-2,8	-8,1	3,6	-4,6	-25,2	11,4
Guadaiza (N = 14)	16,9	459	8,3	12	0,5	13	299	1	9	63	12	1,5	34	0,3	1,6	-3,3	-8,6	0,6	-5,2	-28,5	12,9
Verde (N = 16)	16,7	377	8,6	6	-	6	227	1	4	40	29	0,7	-	0,9	2,2	-2,9	-9,2	-	-	-	-
Real (N = 11)	14,6	579	8,5	18	0,5	29	365	2	13	58	50	1,9	32	1,1	2,5	-2,4	-8,2	3,3	-5,1	-27,9	13,0
Media	17,4	550	8,5	20	0,5	20	343	2	11	68	26	1,3	36	0,8	2,3	-2,9	-8,4	3,0	-4,9	-26,5	12,4
v (%)	12	22	2	65	4	50	20	32	51	27	51	32	9	37	20	11	6	45	6	6	7
Manantiales																					
- Rocas peridotíticas																					
Fuente Guadaiza (N = 9)	19,7	509	7,7	13	-	13	326	7	8	69	12	1,6	51	-0,2	0,6	-3,3	-8,5	-2,4	-5,1	-29,2	11,8
- Rocas carbonáticas																					
Camoján	17,5	333	7,4	13	-	11	199	-	3	6	63	0,8	7	0,1	-0,6	-2,5	-8,9	-7,7	-	-	-
Nagüeles	19,3	383	7,4	14	-	19	227	-	3	7	75	0,8	9	0,2	-0,4	-2,2	-8,9	-7,4	-	-	-
Agua de mar	49900 8,1 19472 66 2890 153 12628 1321 386 422																				
Agua de lluvia (N = 41)	67 8 4 24 1,9 1,6 8,7 1,0 1,7																				

Tabla 4.9. Valores medios de los componentes químicos e isotópicos analizados en las aguas de los acuíferos costeros de Marbella-Estepona, en las aguas superficiales y en varios manantiales que drenan peridotitas. Los grupos de agua están ordenados longitudinalmente, de Oeste a Este. d = exceso en deuterio. Valores expresados en mg/l (iones), $\mu\text{S}/\text{cm}$ (conductividad eléctrica, E.C.) y ‰ ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y d). Los datos correspondientes a los manantiales de Camoján y Nagüeles (Sierra Blanca) y al agua de lluvia se han tomado de Andreo (1997)

En el diagrama de Piper (Fig. 4.48.A) se representan las facies hidroquímicas de las aguas superficiales y subterráneas tomadas en la zona de estudio. Gran parte de las aguas son bicarbonatadas magnésicas y/o cálcicas, con mayor diversidad de facies en las aguas subterráneas. Las aguas subterráneas de los acuíferos pliocenos occidentales (grupos A, C y D) y de los acuíferos aluviales (grupo B) son fundamentalmente bicarbonatadas magnésicas mientras que los acuíferos pliocenos del sector oriental (grupos E y F) están constituidos por muestras de facies bicarbonatadas cálcicas con mayores contenidos de Na^+ en el sector de Real-Cabopino (grupo F). Los contenidos en Na^+ también son elevados en los pozos y sondeos del área oriental de Estepona (grupo A). El gráfico de Durov (Fig. 4.48.B) muestra dos extremos claramente diferenciados en el diagrama ternario de cationes, relacionados con manantiales que drenan peridotitas y mármoles, que definen una línea sobre la cual se alinean las muestras de agua del grupo E.

La mineralización de las aguas superficiales es, por lo general, menor que en las aguas subterráneas y presentan facies bicarbonatadas-magnésicas que tienden a bicarbonatadas magnésico-cálcicas o cálcico-magnésicas en los ríos Verde y Real. Las facies hidroquímicas de las

aguas superficiales de los ríos Padrón, Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza están influenciadas por la alimentación procedente de manantiales que drenan rocas peridotíticas y por los procesos de meteorización de minerales silicatados en sus respectivas cuencas hidrográficas, lo cual se traduce en aguas con elevados contenidos en Mg^{2+} . Por su parte, las aguas de los ríos Verde y Real muestran mayores concentraciones de Ca^{2+} , debido a la menor superficie de afloramientos de rocas ultrabásicas y a los recursos subterráneos procedentes de manantiales que drenan relieves carbonáticos, como es el caso del manantial del río Verde en la Sierra de las Nieves (16 km al norte del área de estudio).

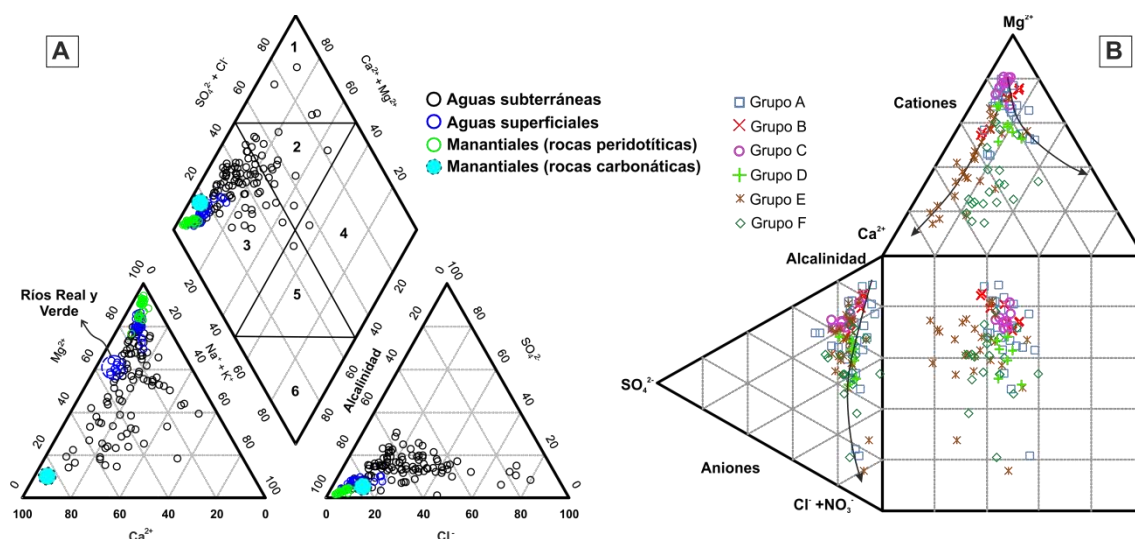


Figura 4.48. Diagramas de Piper y Durov de las muestras de agua superficial y subterránea. Leyenda. 1: $Ca^{2+} - Cl^-$, 2: $Ca^{2+}/Mg^{2+} - Cl^-$, 3: $Ca^{2+}/Mg^{2+} - HCO_3^-$, 4: $Na^+ - Cl^-$, 5: $Ca^{2+}/Na^+ - HCO_3^-$, 6: $Na^+ - HCO_3^-$. Los manantiales que drenan rocas carbonáticas corresponden a las surgencias de Nagüeles y Camoján (Andreo, 1997), cuya situación puede verse en la figura 4.46

4.6.2.3.2 Análisis discriminante

Los resultados del análisis discriminante (AD) se presentan en la figura 4.49. Existe una clara diferenciación entre las muestras de agua subterránea del sector occidental (grupos A, B y C) y el sector oriental (grupos D, E y F). Las aguas subterráneas de los acuíferos aluviales no presentan una disposición uniforme. A este respecto, las muestras del acuífero aluvial del Río Verde se sitúan próximas a los grupos de agua subterránea D y E (Fig. 4.49.A), mientras que las captadas en las formaciones cuaternarias de los ríos Guadalmina y Guadaiza se ubican en el mismo cuadrante que las aguas subterráneas del acuífero plioceno de San Pedro de Alcántara.

La función discriminante F1 está formada por las variables SiO_2 , Mg^{2+} , pH, $\delta^{18}O$ y δ^2H , en una situación opuesta a Ca^{2+} y Cl^- (Fig. 4.49.B). Por otro lado, la segunda función discriminante (F2) se define por la temperatura del agua subterránea, cuya importancia es inversamente proporcional a la concentración de Na^+ . En relación con la matriz de confusión, las muestras de agua correctamente clasificadas y las variables más explicativas se presentan en la Tabla 4.10. Las correlaciones canónicas de las funciones discriminantes F1 y F2 han sido 0,86 y 0,72, respectivamente. El porcentaje global de muestras que se clasificaron correctamente fue de 77%

(Tabla 4.10). Los peores resultados del análisis discriminante corresponden al grupo E, con un porcentaje de muestras clasificadas correctamente del 58%.

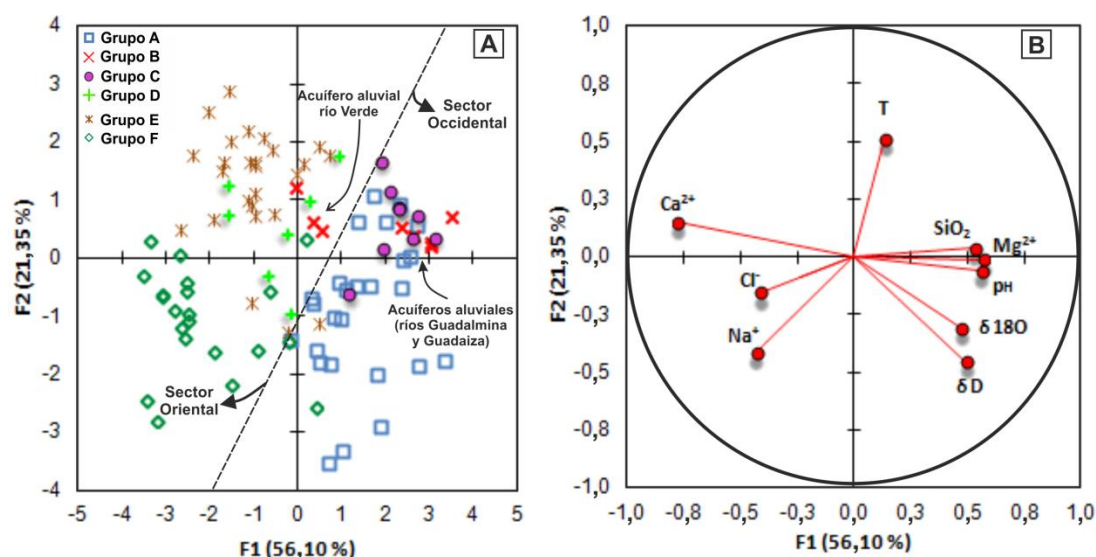


Figura 4.49. Resultados del análisis discriminante realizado a las muestras de agua de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona

	Desde \ a	A	B	C	D	E	F	Total	Porcentaje	
Grupos de agua	A	20	3	3	0	0	0	26	77%	Nº de muestras correctamente clasificadas
	B	1	7	0	0	0	0	8	88%	
	C	1	0	8	0	0	0	9	89%	
	D	0	0	0	7	0	0	7	100%	
	E	2	0	1	7	15	1	26	58%	
	F	1	0	0	2	0	18	21	86%	
Total		25	10	12	16	15	19	97	77%	
Base de datos hidrogeoquímica (correlaciones)										
Funciones discriminantes	Ph	T	Cl^-	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	SiO_2	$\delta^{18}O$	δ^2H	Correlaciones canónicas
F1	0,56	0,13	-0,42	-0,44	0,57	-0,78	0,53	0,47	0,49	0,86
F2	-0,06	0,51	-0,16	-0,42	-0,01	0,15	0,04	-0,31	-0,45	0,72

Tabla 4.10. Matriz de confusión y correlaciones canónicas entre las diferentes funciones discriminantes

El análisis discriminante ha permitido validar la mayoría de los grupos de agua subterránea predefinidos (Figura 4.49.A). Los valores elevados relativos a las correlaciones canónicas y a los porcentajes de muestras correctamente clasificadas (valor promedio de 77%), parecen indicar que la propuesta de clasificación de las aguas subterráneas en seis grupos es estadísticamente significativa (Tabla 4.10). En estudios de aguas subterráneas el rango de porcentajes de muestras correctamente clasificadas varía entre 60 y 100% (Lambrakis *et al.*, 2004, Seh-Chang Park *et al.*, 2005, Petalas y Anagnostopoulos, 2006 y Daughney *et al.*, 2010). En todos los casos dicho porcentaje fue suficiente para alcanzar el objetivo planteado en la investigación. La interpretación de los porcentajes de muestras correctamente clasificadas en grupos de aguas subterráneas con un número reducido de muestras (grupos B, C y D) debe realizarse con cautela, debido a la incertidumbre relacionada con los resultados derivados del análisis discriminante. En este sentido, se admite que las muestras de agua subterránea de estos grupos representan la mayor parte de su variabilidad hidroquímica.

Las variables que se correlacionan positivamente con la primera función discriminante (SiO_2 , Mg^{2+} , pH, $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) podrían estar relacionadas con la influencia de los relieves peridotíticos en la hidrogeoquímica de las aguas subterráneas de los grupos A, B y C, debido a la disolución de silicatos ricos en Mg^{2+} y a la infiltración de aguas superficiales enriquecidas en Mg^{2+} procedentes de Sierra Bermeja (Figuras 4.46). El significado de las variables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ se analiza más detalladamente en el apartado 4.6.2.3.4. La relación inversa entre los contenidos de Mg^{2+} - SiO_2 y Ca^{2+} - Na^+ en la primera función discriminante (Fig. 4.49.B) pone de manifiesto la importancia de las diferentes áreas fuente (peridotíticas, carbonáticas y metapelíticas) en la señal hidrogeoquímica de las aguas subterráneas. Por otra parte, la temperatura del agua subterránea maximiza las diferencias entre los grupos de agua subterránea en la segunda función discriminante (Figura 4.49.B). Esta función parece estar relacionada con el aumento de la temperatura del agua subterránea en las zonas más urbanizadas del área de estudio (Yalcin y Yetemen, 2009 y Abe *et al.*, 2014). Esta relación sería coherente con las temperaturas más elevadas que se han observado en las muestras de agua de los grupos C, D y E (Tabla 4.9). Aun así, dicha hipótesis debe ser objeto de una investigación más detallada con el fin de obtener interpretaciones más precisas.

4.6.2.3.3 Procesos hidrogeoquímicos

Por lo que respecta a los deltas iónicos, los valores medios de ΔSO_4^{2-} , ΔNa^+ , ΔMg^{2+} y ΔCa^{2+} son 1,1, -1,2, 0,98 y 2,2, respectivamente. En lo referente a los Δ de los diferentes cationes, los valores de ΔNa^+ presentan una evolución opuesta a los de ΔMg^{2+} y ΔCa^{2+} , que podría ser indicativa de procesos de intercambio catiónico inverso (Pulido-Leboeuf, 2004; Daniele *et al.*, 2013; Vallejos *et al.*, 2015). Dichos procesos tendrían lugar en los estratos más arcillosos del acuífero, que liberarían Ca^{2+} o Mg^{2+} a cambio de Na^+ , a medida que la interfaz salina penetra hacia el continente (Howard y Lloyd, 1983; Custodio y Llamas, 1983; Lloyd y Heathcote, 1985; Tellam *et al.*, 1986). Los cationes principalmente involucrados en este proceso son Ca^{2+} y Na^+ debido a la mayor afinidad de Mg^{2+} por permanecer adsorbido (Pulido y Vallejos, 2003). En algunos casos, la existencia de aguas connatas o fósiles con un alto contenido en Na^+ también pueden dar lugar a procesos de intercambio catiónico inverso (Ravenscroft y McArthur, 2004).

El valor de ΔCa^{2+} desde el acuífero pliocuaternario de Estepona (grupo A) hasta el aluvial del río Guadaiza (grupo B) se encuentra prácticamente en equilibrio con la mezcla conservativa agua dulce – agua de mar (Fig. 4.50), lo que podría indicar que la disolución de calcita (aporte extra de Ca^{2+}) no es un proceso que condicione la composición química de sus aguas (Fig. 4.50), pero sí la de minerales ricos en magnesio, ya que todos ellos comparten un área fuente de marcada influencia peridotítica (Fig. 4.46). Las muestras de agua de los grupos E y F presentan, por lo general, mayores valores de ΔCa^{2+} y menores de ΔMg^{2+} con respecto al resto de grupos de agua. Dichos valores están influenciados por el tipo de muestra seleccionada como representativa del agua dulce (A-16 en figura 4.46), la cual, debido a su facies hidroquímica (bicarbonatada magnésica), tiende a sobreestimar ligeramente los valores de ΔCa^{2+} . Los valores de Δ de los diferentes aniones analizados (ΔSO_4^{2-} y ΔHCO_3^-) muestran un enriquecimiento

generalizado a lo largo de toda la línea de costa, lo cual parece sugerir la existencia de procesos de disolución de calcita y dolomita y, en menor medida, de yeso (El Yaouti *et al.*, 2009; Rajmohan y Al-Futaisi, 2009; Daniele *et al.*, 2013). Los valores más elevados de ΔCa^{2+} en las muestras de agua de los grupos E y F parecen indicar que los procesos de disolución de minerales de naturaleza carbonática juegan un papel más determinante en la hidrogeoquímica de sus aguas. Los principales procesos geoquímicos que se derivan del análisis preliminar de los deltas iónicos son la disolución de calcita, dolomita, yeso y silicatos ricos en magnesio y los procesos de intercambio catiónico. La importancia relativa de cada uno de estos procesos se discute a continuación.

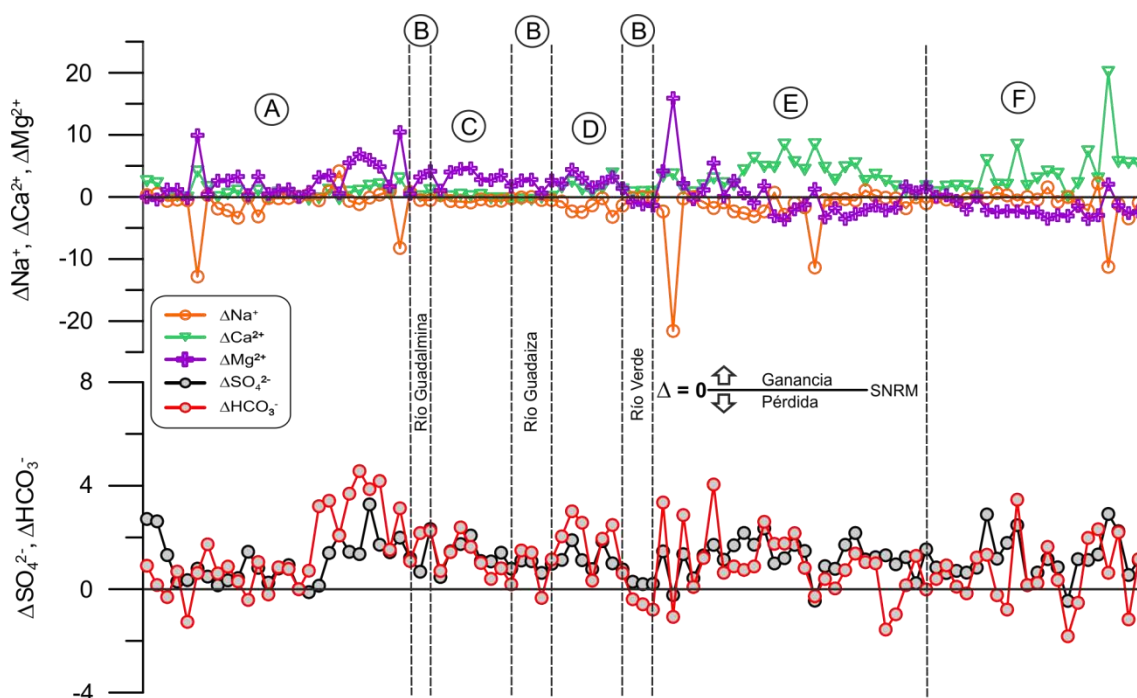


Figura 4.50. Variación de los deltas iónicos calculados en las aguas subterráneas de los acuíferos costeros de Marbella-Estepona. Los grupos de agua están ordenados longitudinalmente, de Oeste a Este. Nota: SNRM = Simple Non-Reactive Mixing

Con el objetivo de valorar la importancia de los procesos de intercambio catiónico en las aguas subterráneas se han utilizado diferentes relaciones iónicas (Fig. 4.51). En la mayoría de las muestras de agua, la relación $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ presenta valores inferiores a los esperados para la disolución de halita y/o la mezcla conservativa agua dulce – agua de mar (Fig. 4.51.A). En la relación $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-$ y $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$ (Fig. 4.51.B), el término correspondiente al eje X representa el exceso de Na^+ y K^+ que procede de fuentes distintas a la disolución de halita o a procesos de intrusión marina, mientras que el conjunto $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$ es indicativo de la concentración de Ca^{2+} y/o Mg^{2+} derivada de procesos no relacionados con la disolución de carbonatos y yesos (Cerling *et al.*, 1989; Fisher y Mullican, 1997; Boghici y Van Broekhoven, 2001; Jalali, 2005). En ausencia de dichas reacciones, todos los datos deberían situarse cerca del origen (McLean *et al.*, 2000). Las aguas de los sondeos muestreados presentan una tendencia al aumento del conjunto $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$ acompañado de un descenso en los valores de $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-$ (Fig. 4.51.B).

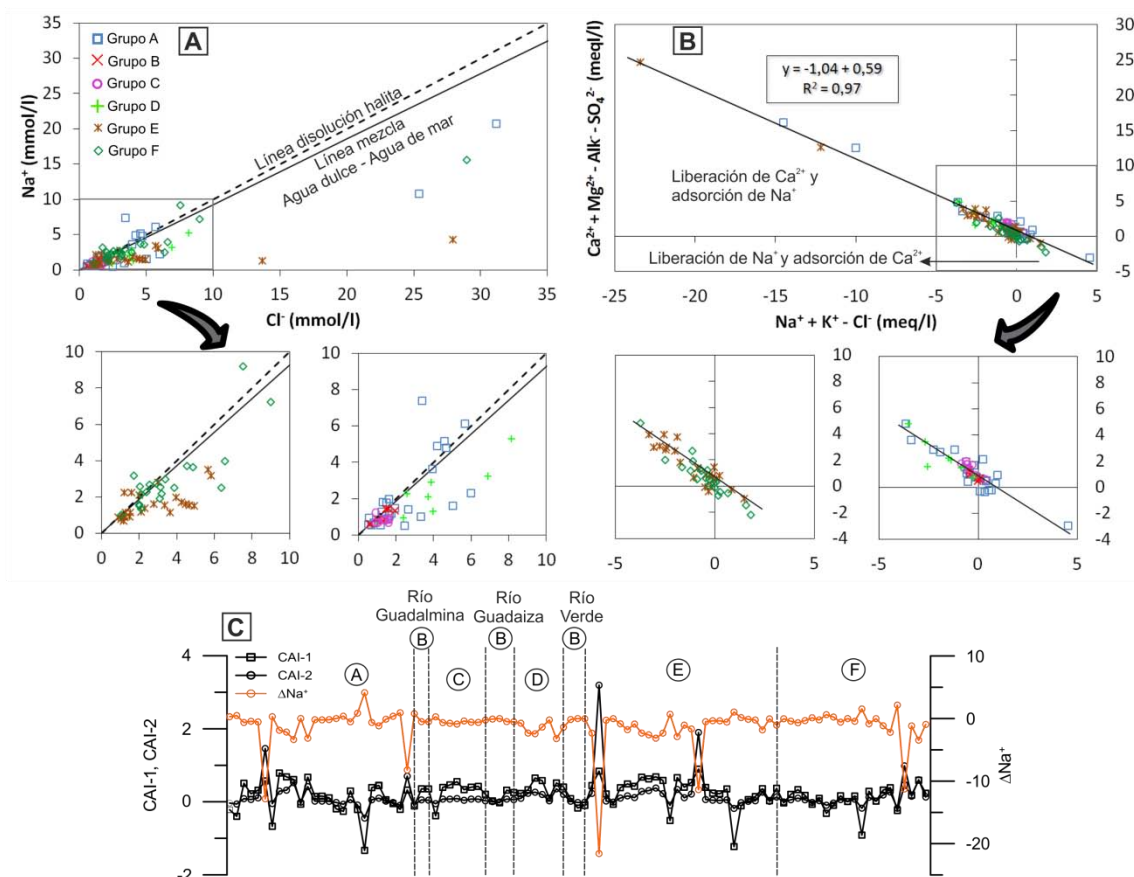


Figura 4.51. Relaciones iónicas e índices hidrogeoquímicos indicativos de la existencia de procesos de intercambio catiónico. Notas: Alk = alcalinidad. En la línea de mezcla agua dulce – agua de mar, las concentraciones de Cl^- y Na^+ (mmol/l) son 0,5/0,6 y 549/509, respectivamente

Si el intercambio iónico fuese, en parte, responsable de las concentraciones de los principales cationes, las muestras de agua deberían ajustarse a una línea con pendiente próxima a -1 (McLean *et al.*, 2000) en el gráfico $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-$ y $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$ (Fig. 4.51.B). La pendiente obtenida fue de -1,04, con un coeficiente de determinación $R^2 = 0,97$, lo que implica que las concentraciones de Ca^{2+} , Mg^{2+} y Na^+ están interrelacionadas como resultado de procesos de intercambio catiónico, especialmente intensos en las muestras de agua de los grupos D y E. La tendencia al aumento del conjunto $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$ acompañado de un descenso en los valores de $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-$ es menor en las aguas de los acuíferos aluviales (grupo B), debido a su escasa matriz arcillosa y a su elevada transmisividad, que determina un tiempo de residencia del agua en el acuífero menor que en los materiales pliocenos. La relación opuesta observada entre los valores de los índices CAI-1 y CAI-2 y ΔNa^+ es coherente con la existencia de procesos de intercambio catiónico (Fig. 4.51.C). Si existe ablandamiento (cambio de Ca^{2+} y Mg^{2+} por Na^+) los valores de CAI-1 y CAI-2 tienden a disminuir (Custodio y Llamas, 1983) mientras que si se produce endurecimiento (cambio de Na^+ por Ca^{2+} y Mg^{2+}), como ocurre en la mayoría de las aguas subterráneas de la zona de estudio, tienden a crecer.

Los gráficos binarios $\text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^-$, $\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^-$, $\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ y los índices de saturación en calcita, dolomita y crisotilo se presentan en la figura 4.52. La práctica totalidad de las muestras de agua de los grupos A, B, C y D tienen una relación $\text{Mg}^{2+}/\text{HCO}_3^-$ similar o superior a la definida por la disolución de forsterita (Fig. 4.52.A), próxima a la observada en las aguas superficiales de los ríos Padrón, Guadalmansa, Guadalmina y Guadiza (Fig. 4.52.B), y se sitúan por debajo de la

relación 1:3 en el gráfico binario Ca^{2+} - Mg^{2+} (Fig. 4.52.F). Esto parece indicar la existencia en los niveles arenosos y conglomeráticos de los acuíferos pliocenos de Estepona, San Pedro de Alcántara y Aloha y en los depósitos aluviales de los ríos Padrón, Guadalmanza, Guadalmina y Padrón de cantos procedentes de la disgregación del macizo ultramáfico (peridotitas de Sierra Bermeja al Norte del sector de Estepona y extremo occidental de Marbella). Dichos cantos están constituidos principalmente por minerales ricos en Mg^{2+} , como piroxenos, olivinos y serpentinas (IGME, 1976; Voutsis, 2011) que pueden sufrir procesos de disolución y liberar al medio acuoso Mg^{2+} y SiO_2 , principalmente (Margiotta *et al.*, 2012; Lelli *et al.*, 2014). Estos procesos también influyen en la composición química de las aguas superficiales de los ríos Padrón, Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza y en las surgencias que drenan peridotitas (Figs. 4.52.A y 4.52.E).

Por otro lado, la mayoría de las aguas subterráneas de los grupos E y F se localizan en una posición intermedia entre las líneas de disolución de calcita y dolomita (Fig. 4.52.D), con valores de la relación Ca^{2+} - Mg^{2+} representativos de dichos procesos (Fig. 4.52.F). Esto podría indicar que la disolución de dichos minerales condiciona en mayor medida la composición química de sus aguas subterráneas, debido a la existencia en la matriz del acuífero de minerales de naturaleza carbonática procedentes del relieve marmóreo de Sierra Blanca y a la infiltración de aguas subterráneas (descargas por manantiales) enriquecidas en Ca^{2+} . Las aguas superficiales de los ríos Verde y Real se encuentran, al igual que las muestras de agua subterránea de los grupos E y F, más próximas a las líneas de disolución de calcita y dolomita (Figs. 4.52.D) y a la región caracterizada por la disolución de minerales de naturaleza carbonática (Fig. 4.52.F), debido a la menor superficie de afloramientos de rocas ultrabásicas en las cuencas hidrográficas de dichos ríos.

En las figuras 4.52.G y 4.52.H se presentan los índices de saturación en calcita, dolomita y crisotilo (serpentina). La mayoría de las aguas subterráneas se encuentran saturadas en dolomita y calcita, lo cual sugiere la existencia de dichas especies minerales en la matriz de los acuíferos. Los valores de los índices de saturación en calcita y dolomita muestran una relación lineal, a excepción de los grupos de agua E y F, la cual evidencia que la disolución de yeso no condiciona significativamente la hidrogeoquímica de las aguas subterráneas, ya que dicho proceso alteraría la relación existente entre ambos índices (Back y Hanshaw, 1970; Langmuir, 1971; Vallejos *et al.*, 2015). La desviación de los índices en calcita y dolomita con respecto a la relación lineal (grupos E y F) podría deberse a los procesos de disolución de otras especies minerales, como el yeso o la anhidrita, y sus efectos en el sistema calcocarbónico. Benkhelil (1976) describió en la ciudad de Málaga la existencia de un paquete de arcillas verdoso – grisáceas con cristales de yeso a techo de la serie pliocena. A pesar del citado antecedente mineralógico, la confirmación de la presencia de yeso en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona requeriría de estudios geológicos e hidrogeoquímicos más detallados. En relación con el índice de saturación en crisotilo (Fig. 4.52.H), se observa que existe una tendencia a la subsaturación en dicha especie mineral en la dirección Oeste – Este, debido a los menores contenidos en Mg^{2+} y SiO_2 en las aguas de los grupos E y F. La influencia de la disolución de minerales ricos en Mg^{2+} es más evidente en los grupos de agua A, B, C y D.

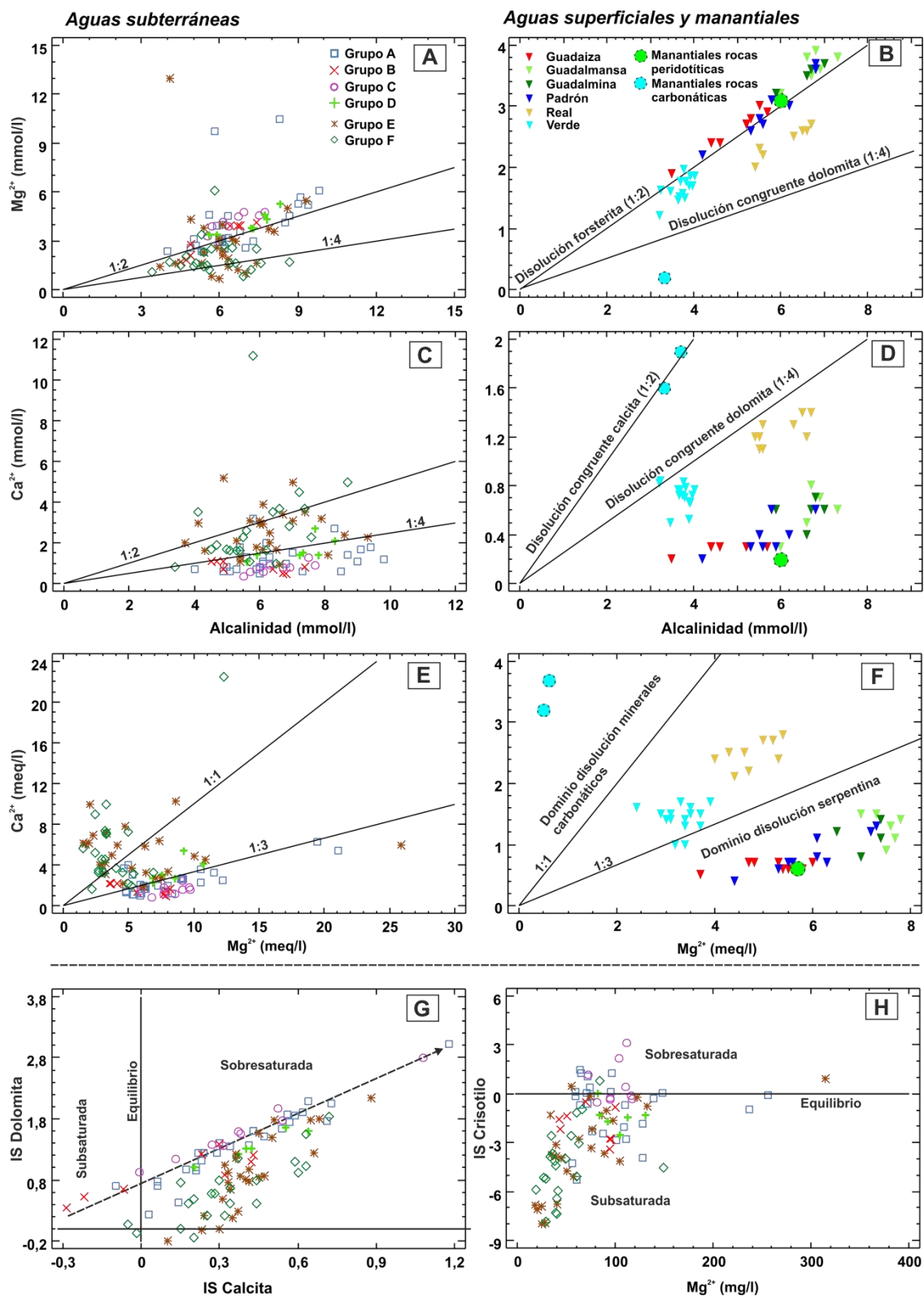


Figura 4.52. Relaciones iónicas e índices de saturación indicativos de los procesos hidrogeoquímicos en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona

Las aguas enriquecidas en Mg^{2+} suelen ir acompañadas de altos contenidos en SiO_2 debido a los procesos de hidrólisis de los minerales ferromagnesianos (Fig. 4.49.B) presentes en las peridotitas (Margiotta *et al.*, 2012; Lelli *et al.*, 2014; Baumeister *et al.*, 2015). El estudio de dichos procesos se ha realizado con el diagrama ternario Mg^{2+} - HCO_3^- - SiO_2 (Fig. 4.53). Se trata de

una herramienta útil a la hora de comparar la composición química de las aguas subterráneas con el valor teórico que le correspondería si tuviesen lugar procesos de disolución de minerales de magnesio de tipo congruente, tales como brucita, magnesita o serpentinita, o bien incongruente, como la saponita y el clinocloro (Lelli *et al.*, 2014). La composición teórica de las diferentes especies minerales está basada en los coeficientes estequiométricos de las reacciones de disolución, estimados a partir de la conversión de CO_2 en HCO_3^- y la liberación al medio acuoso de SiO_2 , Mg^{2+} y Ca^{2+} (Berner y Berner, 1996; Appelo y Postma, 1999; Fantoni *et al.*, 2002). Debido a la presencia en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona de clastos de rocas de diferente procedencia, se han incluido en el diagrama ternario los procesos de disolución de calcita y dolomita.

Los procesos de disolución de los principales minerales de magnesio se sitúan a lo largo de una línea definida por los vértices de SiO_2 y los minerales brucita, magnesita y nesquehonita. Los minerales magnesita, clinocloro y forsterita deben jugar un papel importante en la composición química de las aguas de los grupos A, B, C y D, debido a que sus muestras se sitúan próximas a la línea que indica la disolución de dichos minerales (Fig. 4.53). Diferentes autores (Orueta, 1917; Obata, 1980; Esteban *et al.*, 2007) realizaron análisis mineralógicos en varias muestras de roca procedentes de los macizos peridotíticos de Sierra Bermeja y Alpujata (Fig. 4.46) y confirmaron la presencia de magnesita, clinocloro y forsterita, entre otros minerales. El resto de muestras (grupos E y F) se sitúan cerca de los puntos del diagrama ternario indicativos de procesos de disolución de calcita y dolomita.

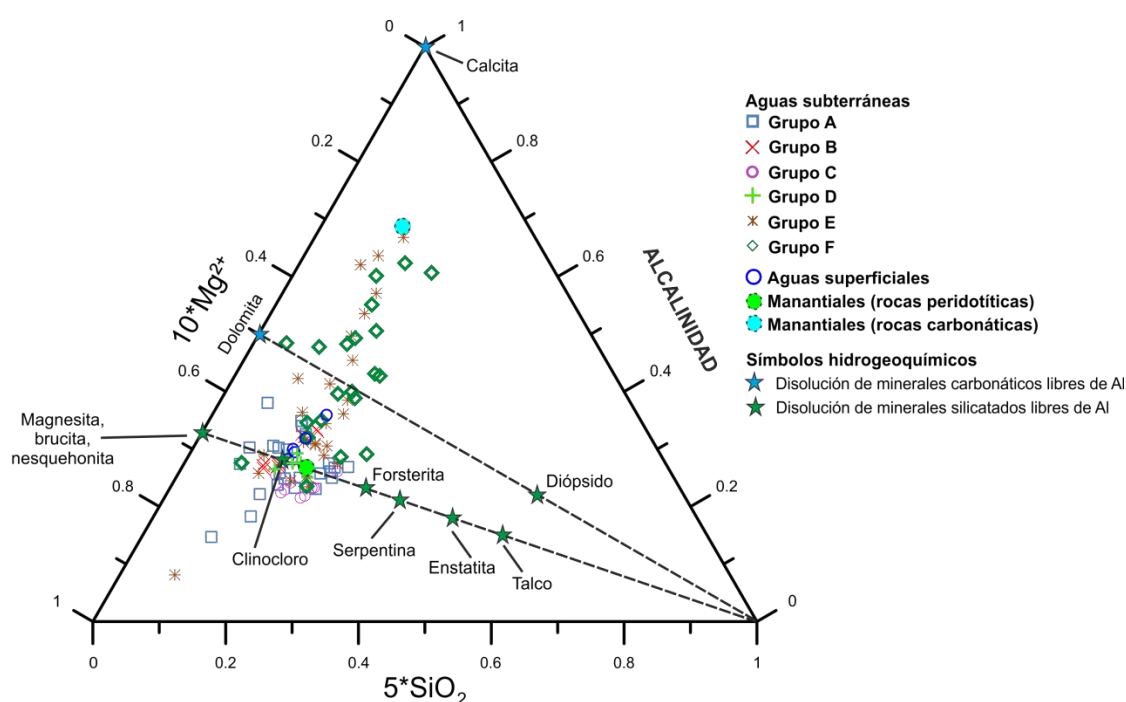


Figura 4.53. Diagrama ternario Mg^{2+} -Alcalinidad- SiO_2 . El diagrama se ha construido a partir de valores de concentración en mg/l según la metodología descrita por Fantoni *et al.* (2002)

4.6.2.3.4 Procesos de interacción de las aguas subterráneas con las aguas superficiales y el agua de mar

El estudio de los procesos de mezcla con aguas de diferentes orígenes se ha llevado a cabo con los índices hidrogeoquímicos $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$ y $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ (Fig. 4.54) y la relación $\text{rCl}^-/\text{rBr}^-$ (Fig. 4.55). Con respecto a los índices hidrogeoquímicos, se observa que los grupos de agua subterránea diferenciados presentan una señal hidrogeoquímica característica y distinta de la del agua de mar. Las aguas subterráneas del grupo E tienen los mayores valores de la relación $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$, debido principalmente a las menores concentraciones de Na^+ en relación con las aguas subterráneas del grupo F y a su elevado contenido en Ca^{2+} (valor medio = 104 mg/l, tabla 4.9). Por otro lado, la posición de las aguas subterráneas de los grupos A, B, C y, en menor medida, D, con respecto al agua de lluvia y a la de los ríos Padrón, Guadalmana, Guadalmina y Guadaiza (Fig. 4.54), podría sugerir una mayor influencia de dichas aguas en la recarga de los acuíferos detríticos costeros occidentales. Esta hipótesis sería coherente con la relación directamente proporcional observada entre los contenidos de Mg^{2+} y SiO_2 y los valores de pH en el análisis discriminante (Fig. 4.49.B). Las aguas de los ríos Verde y Real se localizan en una posición intermedia entre los manantiales que drenan rocas peridotíticas y carbonáticas (Fig. 4.54), lo cual está en consonancia con las litologías que afloran en sus cuencas hidrográficas. Las aguas subterráneas del sector acuífero de Aloha (grupo D) se encuentran entre las aguas subterráneas de los grupos A y C y las muestreadas en Señorío-Marbella Núcleo y Real-Cabopino (grupos E y F). Los valores de los índices hidrogeoquímicos calculados en las aguas subterráneas de estos últimos parecen estar más condicionados por la señal del agua de lluvia muestreada por Andreo (1997) en el sector occidental de Sierra Blanca.

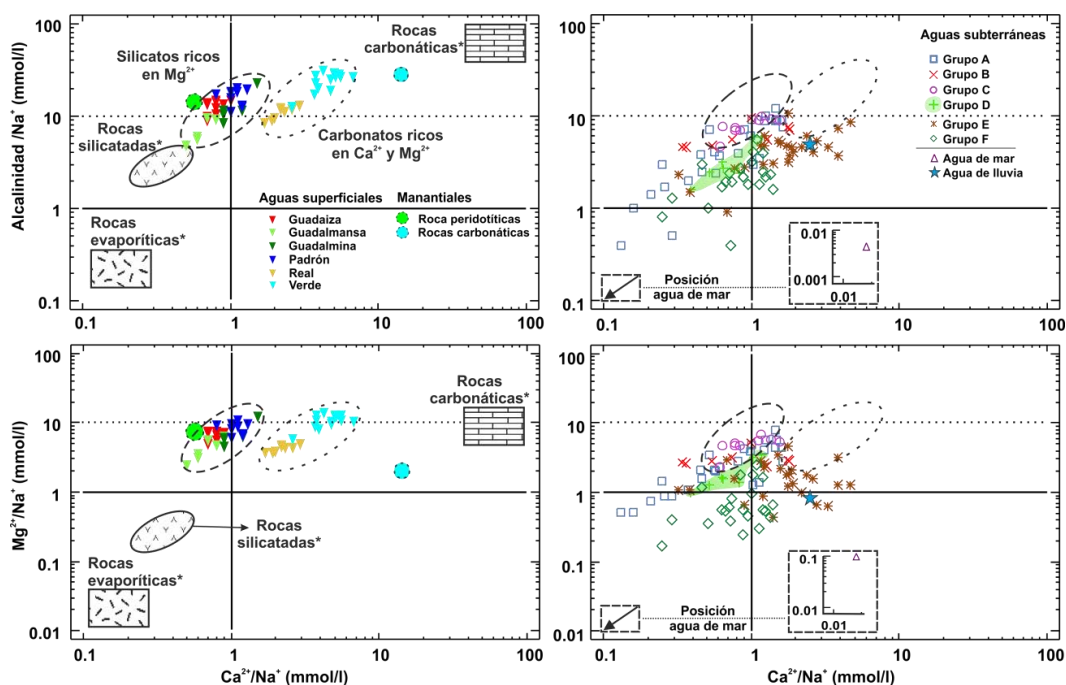


Figura 4.54. Índices hidrogeoquímicos aplicados al estudio de la interacción entre las aguas subterráneas y las aguas superficiales. La ubicación de las principales especies minerales está basada en la propuesta de Gaillardet et al. (1999) relativa a las aguas superficiales. Los valores del agua de lluvia en el sector occidental de Sierra Blanca se han tomado de Andreo (1997)

Los mayores valores de la relación $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ observados en las muestras de agua del grupo E (Fig. 4.54) podrían deberse, por un lado, a los procesos de disolución de calcita y de intercambio catiónico, y, por otro, a los menores contenidos en Na^+ respecto de las aguas subterráneas del grupo F. Las mayores concentraciones de Na^+ en las muestras de agua del sector acuífero de Real-Cabopino (grupo F) en comparación con el resto de grupos, no parecen responder a procesos de intercambio catiónico directo ni a la disolución de halita (Fig. 4.51.A). Por tanto, debe existir otra fuente extra de Na^+ en las aguas de dicho grupo, como la disolución de silicatos ricos en Na^+ .

La relación $\text{rCl}^-/\text{rBr}^-$ se suele utilizar como un indicador fiable del origen de la salinidad (Fedrigoni *et al.*, 2001; Alcalá y Custodio, 2008; Lorenzen *et al.*, 2012; Rawling y Newton, 2016) debido a que presenta un valor característico en cada una de las fuentes que contribuyen a la salinidad del agua. La presencia de Br^- en acuíferos costeros se atribuye generalmente a la existencia de procesos de intrusión marina (Giménez y Morell, 1997; Santucci *et al.*, 2016). En ambientes costeros mediterráneos, el agua de lluvia y la de mar se caracterizan por una relación $\text{rCl}^-/\text{rBr}^-$ similar, en torno a 655 ± 4 (Davis *et al.*, 1998; Vengosh *et al.*, 1999; Alcalá y Custodio, 2008). En este sentido, todas las muestras de agua subterránea presentan valores dentro de dicho rango (Fig. 4.55.A, 4.55.B), lo que indica que no existen procesos activos de intrusión marina en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. Esta hipótesis es coherente con la relación observada entre el contenido de Cl^- y $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 4.55.C). Si la intrusión de agua de mar fuera la causa de la salinidad, las muestras de agua subterránea deberían ajustarse a la línea de mezcla definida por las composiciones del agua dulce y el agua de mar. Éste no es el caso de las aguas subterráneas de los acuíferos costeros de Marbella-Estepona, cuyas muestras tienen valores similares de $\delta^{18}\text{O}$ y concentraciones de Cl^- muy variables (20-1000 mg/l).

En regiones costeras de España y Portugal, Alcalá y Custodio (2008) identificaron aguas subterráneas con valores de la relación $\text{rCl}^-/\text{rBr}^-$ inferiores al umbral correspondiente al agua de mar (655 ± 4), indicativos de la existencia de aguas contaminadas por efluentes urbanos e industriales. Sin embargo, la ausencia de grandes industrias contaminantes y la reducida extensión de zonas dedicadas a la agricultura o la ganadería en el área de estudio, sugieren que los procesos de salinización de aguas subterráneas están más influenciados por la mezcla de agua dulce con otras fuentes de agua con concentraciones variables de Cl^- y Br^- (Vengosh *et al.*, 1999 y Alcalá y Custodio, 2008). Otros autores (Giménez y Morell, 1997 y Sánchez-Martos *et al.*, 2002) obtuvieron ratios $\text{rCl}^-/\text{rBr}^-$ por debajo de 655 en aguas subterráneas de acuíferos costeros mediterráneos, que estaban influenciados por distintos factores, tales como los procesos de intrusión marina, el estado hidrodinámico e hidroquímico de los acuíferos, los tipos de recarga (*recharge modality*), etc.

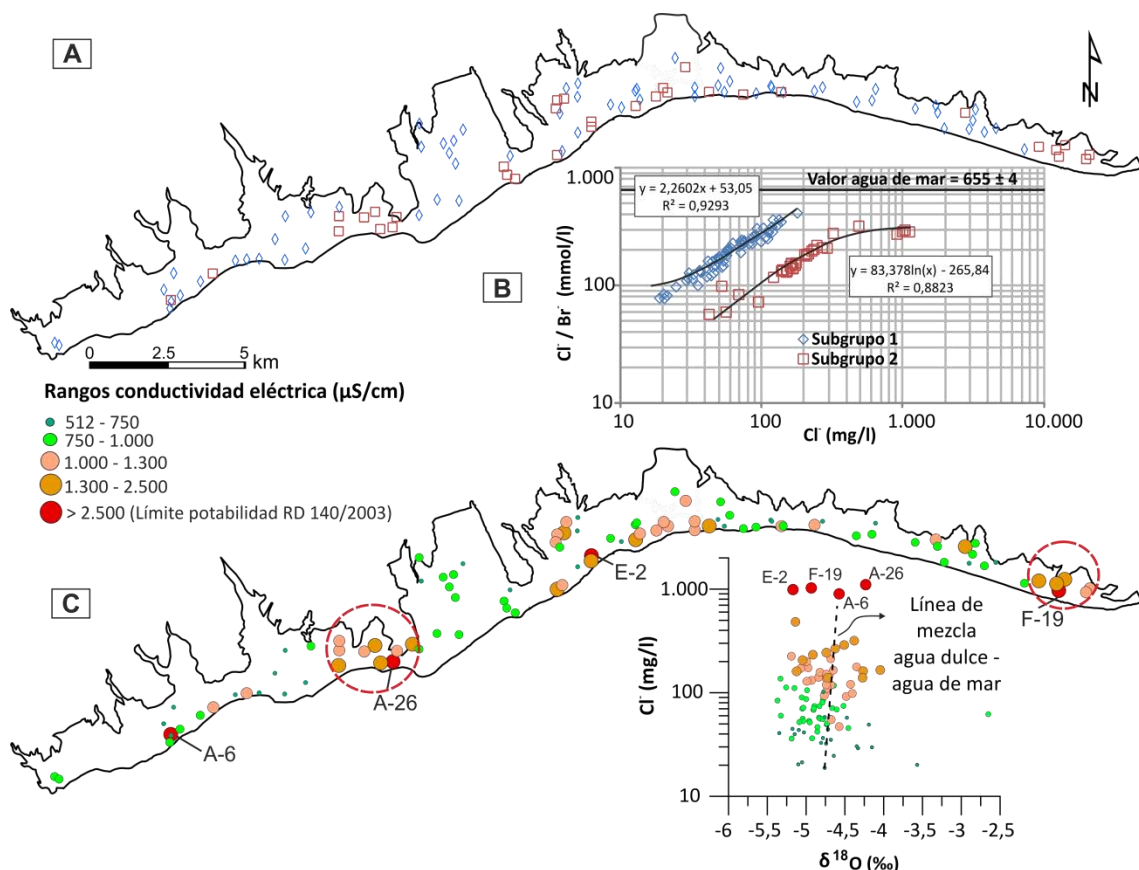


Figura 4.55. Distribución espacial de los grupos de agua definidos por la ratio $r\text{Cl}^-/r\text{Br}^-$ y su conductividad eléctrica y la relación $\delta^{18}\text{O}$ - Cl^- . En la línea de mezcla agua dulce - agua de mar, los valores extremos de Cl^- (mg/l) y $\delta^{18}\text{O}$ (‰) son 18,8/-4,8 y 19.472/0, respectivamente

La relación $r\text{Cl}^-/r\text{Br}^-$ permite distinguir claramente en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona dos grupos de aguas con pendientes diferentes (Fig. 4.55.B). Las aguas subterráneas más mineralizadas suelen corresponder con las del subgrupo 2, mientras que la mayoría de las muestras de agua que tienen conductividades eléctricas inferiores a $1000 \mu\text{S}/\text{cm}$ se clasifican en el subgrupo 1. Los dos subgrupos se diferencian principalmente por sus contenidos de Br^- , a partir de un mismo intervalo de Cl^- (40-110 mg/l, en la figura 4.55.B). Por lo tanto, las muestras de agua subterránea clasificadas en el subgrupo 2, que presentan mayores concentraciones de Br^- que las del subgrupo 1, podrían ser el resultado de la mezcla con aguas connatas o fósiles enriquecidas en Br^- por evaporación del agua de mar retenida en los estratos más arcillosos (Sánchez-Martos *et al.*, 2002), la cual se iría enriqueciendo progresivamente en Br^- con respecto a Cl^- . Dado que no se han muestreado aguas hipersalinas (salmueras) en el área de estudio, su impacto en la salinización de las aguas subterráneas no puede ser confirmado con precisión a partir de la información existente y requeriría de un estudio hidrogeoquímico e isotópico más detallado (datación de aguas, isótopos de Cl^- y Br^- , etc.). Por otro lado, es posible que existan niveles detríticos más permeables en conexión con el mar donde la mayor extracción de agua subterránea haya invertido el gradiente hidráulico y condicionado un mayor avance de la interfaz agua dulce - agua de mar hacia el continente (procesos de *upconing*), aunque con una afección espacial muy restringida (Fig. 4.55.C). A este respecto, del total de muestras de agua analizadas, únicamente 4 (A-6, A-26, E-2 y F-19, en figura 4.55.C) presentan valores de conductividad eléctrica superiores al umbral establecido para las aguas de consumo

humano (2500 $\mu\text{S}/\text{cm}$), con aguas subterráneas de muy baja o baja mineralización en su entorno más inmediato.

4.6.2.3.5 Evaluación de la recarga a los acuíferos a partir del análisis isotópico

La composición isotópica del agua de lluvia se refiere a la estación de Gibraltar (IAEA/WMO, 2016), situada a unos 50 km al oeste del límite occidental de los afloramientos pliocenos y cuaternarios. Dicha composición presenta unos valores medios ponderados de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de -4,6 ‰ y -24,3 ‰, respectivamente, y se sitúa entre la línea meteórica mundial (GMWL, Craig, 1961) y la línea meteórica del Mediterráneo occidental (WMMWL, Celle-Jeanton *et al.*, 2001), indicativo de la existencia de frentes nubosos de procedencia atlántica y mediterránea (Fernández-Chacón *et al.*, 2010). La composición isotópica de las aguas subterráneas y superficiales muestreadas se presenta en la tabla 4.9. El conjunto de valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ varía entre -5,4 ‰ y -2,7 ‰ y -30,3 ‰ y -17,1 ‰; respectivamente. La composición isotópica media de las aguas subterráneas (incluidos los seis grupos de agua) es de -4,8 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y -27,1 ‰ para $\delta^2\text{H}$, similar a la de las aguas superficiales (Tabla 4.9). En relación con el exceso en deuterio (d), los valores medios están comprendidos entre 10,5 ‰ (aguas subterráneas) y 13,2 ‰ (aguas superficiales). La variabilidad de la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) es mayor en las aguas superficiales ($v = 6\%$), en comparación con el valor observado en las aguas subterráneas (4%). La mayoría de las muestras de agua subterránea se sitúan en una posición intermedia entre la línea meteórica mundial y la del Mediterráneo occidental, aunque próximas a la línea meteórica mundial, con valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ más negativos que los correspondientes a las precipitaciones medias ponderadas de la zona de estudio (Fig. 4.56.A). Las aguas superficiales y las muestreadas en manantiales que drenan peridotitas también se encuentran empobrecidas isotópicamente en relación con el agua de lluvia.

El hecho de que las aguas subterráneas de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona se sitúen en la misma región del gráfico $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ (Fig. 4.56.A) que las muestras de agua de la estación de Gibraltar indica que la recarga se produce a partir de la infiltración de lluvia, especialmente en los acuíferos pliocenos, debido a su mayor superficie de afloramiento. La variación Oeste-Este de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y d (Fig. 4.56.B) puede estar condicionada por diversos factores, incluida la composición isotópica del agua de lluvia. Los frentes nubosos procedentes del Atlántico se empobrecen isotópicamente a medida que se desplazan hacia el este (Jiménez-Martínez y Custodio, 2008). Este modelo de circulación atmosférica podría explicar la presencia de valores más ligeros en las aguas subterráneas muestreadas en los sectores más orientales de la zona de estudio (grupos E y F) porque los frentes han descargado gran parte de su contenido en el área montañosa de Sierra Bermeja (Fig. 4.46). La recarga de los acuíferos se produce, principalmente, con las lluvias de otoño e invierno. Estas precipitaciones corresponden, por lo general, a frentes de origen atlántico, con un exceso en deuterio (d) cercano al 10 ‰ (Cruz-Sanjulián *et al.*, 1992; Andreo *et al.*, 2004), equivalente al encontrado en las aguas subterráneas de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. Aun así, en las aguas subterráneas de los grupos E y F se aprecia una mayor influencia de masas de aire de procedencia mediterránea, con excesos en deuterio que alcanzan valores próximos a 12 ‰. Por

4. HIDROGEOLOGÍA

otro lado, la contribución desigual de las precipitaciones de diferentes épocas del año a la recarga es un aspecto importante a tener en cuenta en acuíferos costeros mediterráneos. El agua del acuífero estará formada, preferentemente, por precipitaciones de los periodos más lluviosos y más fríos, las cuales tienen una composición isotópica más negativa, es decir, más empobrecida en los isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ (Riesefeld y Chang, 1963; Saxena, 1987).

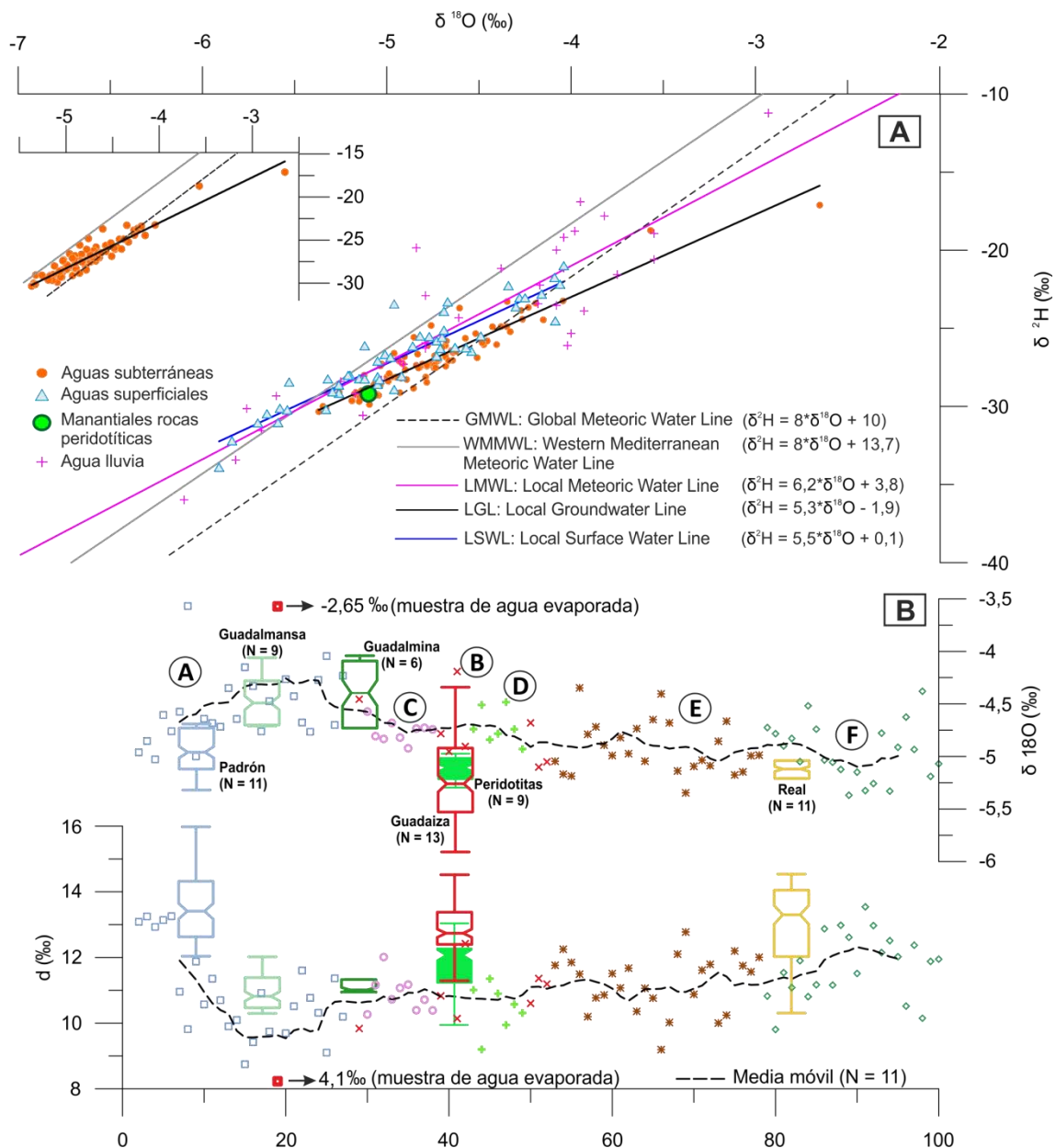


Figura 4.56. Composición isotópica de las aguas subterráneas y superficiales (A) junto con su variación longitudinal (B), de Oeste a Este

La similitud existente entre la composición isotópica de las aguas superficiales y subterráneas se observa en las pendientes de regresión de los datos isotópicos (en torno a 5 en la figura 4.56.A) y en el patrón longitudinal de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y d (Fig. 4.56.B). Estos argumentos sugieren que los principales ríos de la zona de estudio podrían estar recargando a los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona, en particular a las formaciones cuaternarias aluviales, aunque la infiltración de difusa de recursos de procedencia superficial en los bordes de los afloramientos pliocenos no debería descartarse. Durante el transcurso de la

presente Tesis Doctoral se ha constatado el comportamiento perdedor de la mayoría de los ríos en su tramo bajo a partir de la realización de distintos aforos diferenciales (Argamasilla y Andreo, 2014), lo cual es coherente con la hipótesis de recarga a los acuíferos con recursos de procedencia superficial (véase apartado 4.5.2.1).

El ajuste de las muestras de agua subterránea y superficial a una pendiente cercana a 5 (Fig. 4.56.A) podría indicar que la precipitación ha sido objeto de evaporación, ya sea en su desplazamiento desde la atmósfera hasta la superficie del suelo, en el flujo superficial a lo largo del cauce del río o durante la infiltración a través del suelo y la zona no saturada (Vandenschrick *et al.*, 2002). Dicha evaporación, dado que tienen lugar en condiciones de no equilibrio (atmósfera no saturada), tiende a desplazar la composición isotópica del agua a lo largo de una línea recta de pendiente inferior a 8 (Plata, 1994). El enriquecimiento isotópico observado en las aguas de los ríos Guadalmanza y Guadalmina (Fig. 4.56.B) no se debe a una mayor influencia de los procesos de evaporación, como quedó demostrado en el apartado 4.6.1.1.

4.6.2.3.6 Esquema conceptual de funcionamiento hidrogeoquímico en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona

A partir de la campaña de muestreo realizada en abril de 2014 se ha caracterizado la calidad química de las aguas de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona y su relación con las aguas superficiales y el agua de mar. La presente investigación ha puesto de manifiesto que el uso combinado de diferentes índices hidrogeoquímicos y de información procedente del análisis isotópico ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) constituye una herramienta de gran utilidad a la hora de evaluar los procesos de mezcla de las aguas subterráneas con otras fuentes de agua y determinar, por tanto, el origen de la salinidad. Los acuíferos detríticos costeros de cierta complejidad, como los que aquí se estudian, necesitan ser analizados a partir de diferentes aproximaciones metodológicas (hidrológicas, hidroquímica e isotópicas), debido a la variedad de procesos hidrogeoquímicos que ocurren de forma simultánea y alteran la calidad inicial del agua.

La existencia de áreas fuente de diferente naturaleza (peridotítica, carbonática y/o metapelítica) condiciona en gran medida la componente catiónica de las aguas subterráneas analizadas (Fig. 4.57.A). El estudio de los deltas iónicos ha permitido identificar los principales procesos hidrogeoquímicos que tienen lugar en las aguas subterráneas. Los procesos de intercambio catiónico ocurren a lo largo de toda la línea de costa, con especial intensidad en los grupos de agua D y E, lo que resulta en un endurecimiento generalizado de las aguas subterráneas. Los procesos de disolución de calcita y dolomita y de minerales ricos en magnesio (magnesita, clinocloro, forsterita y crisotilo) determinan la composición química de las aguas subterráneas de los grupos E y F y de las muestras de los sectores A, B, C y D, respectivamente (Figs. 4.57.B, 4.57.C).

Por lo que respecta a la relación con las principales fuentes de recarga (precipitación y escorrentía superficial) y al origen de la salinidad, los grupos de agua A, B, C y, en menor medida, D, tienen una mayor influencia de las aguas superficiales en la composición química de sus aguas en comparación con las muestras de agua de los grupos E y F, cuya composición química parece

estar más condicionada por la señal del agua de lluvia. Los valores de la relación rCl^-/rBr^- han permitido diferenciar claramente dos subgrupos de agua, uno de ellos (subgrupo 2) relacionado con sectores acuíferos donde los procesos de intrusión marina, aunque residuales, parecen influir algo más en la calidad química de sus aguas.

El efecto combinado de la contribución desigual de las precipitaciones de diferentes épocas del año a la recarga y del modelo de circulación atmosférica explica que la mayoría de las aguas subterráneas presenten valores de $\delta^{18}O$ y δ^2H más negativos que los relativos al agua de lluvia. Además, la presencia de valores más enriquecidos en los ríos Padrón, Guadalmanza y Guadalmina y en las aguas subterráneas del sector occidental con respecto al oriental podría deberse a la influencia de la infiltración de la escorrentía superficial y del agua subterránea (descargas por manantiales) procedentes del acuífero carbonático de Sierra Blanca (Figs. 4.57.A, 4.57.C). El valor medio de exceso en deuterio en las aguas subterráneas (11‰) parecen indicar que la recarga de los acuíferos está relacionada, por lo general, con eventos de lluvia asociados a frentes atlánticos.

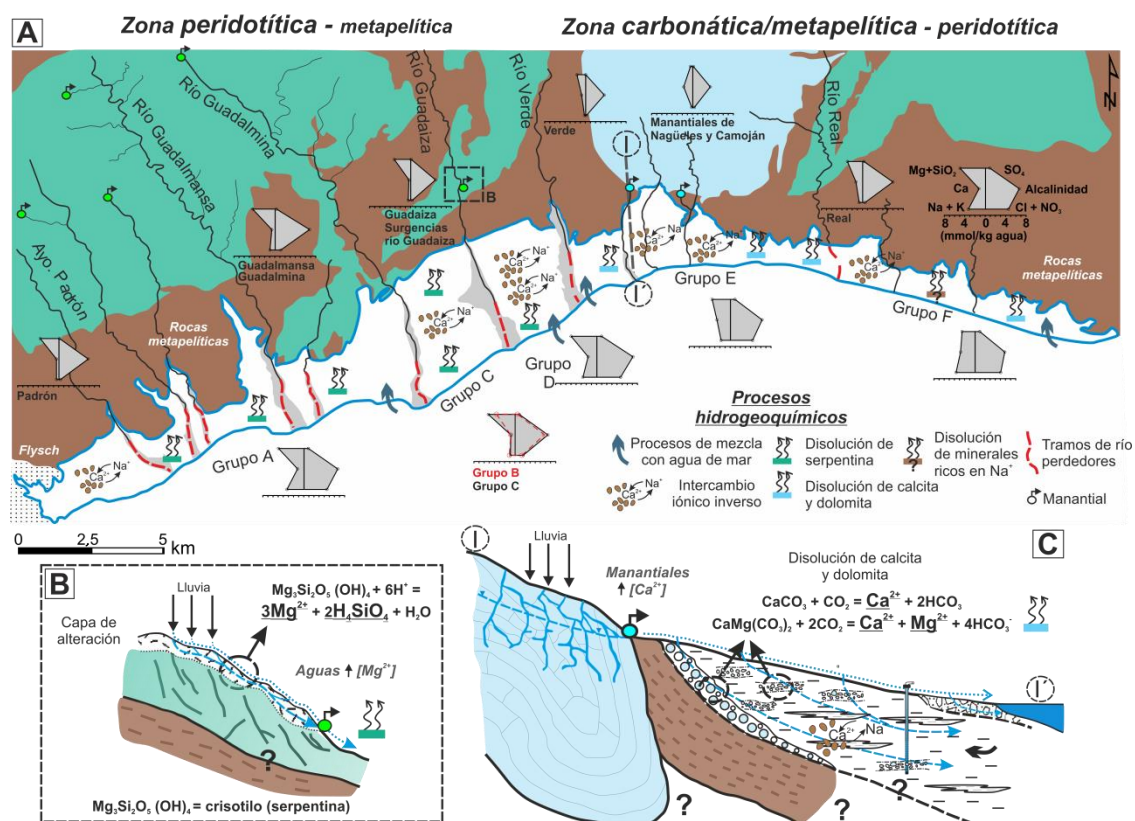


Figura 4.57. Esquema conceptual de los procesos hidrogeoquímicos dominantes en las aguas de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona

4.7 Balance hidrogeológico

En este capítulo se calculan las entradas y las salidas de agua en los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona (apartados 4.7.2 y 4.7.3, respectivamente). En cada uno de los acuíferos identificados se han estimado series mensuales de recarga por infiltración del agua de lluvia correspondientes al periodo de calibración simulado en AQUATOOL (apartado 5.5.3). Debido a la complejidad de realizar un balance hídrico detallado en cada uno de dichos acuíferos, se ha llevado a cabo un balance hidrogeológico global en los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona.

En acuíferos que han sido objeto de numerosos estudios de detalle y de los cuales se conocen con precisión sus límites, geometría, propiedades hidráulicas, etc., se podría plantear el uso de modelos de simulación de flujo subterráneo con el código MODFLOW. Sin embargo, éste no es el caso de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona.

Cuando la escasez de información es la principal característica de la zona de estudio, existen otras técnicas alternativas que permiten estimar la recarga natural a los acuíferos, como el uso de modelos hidrológicos (Témez, HBV, etc.) y de balances de agua en el suelo (Thorntwaite). En dichos balances se determina la cantidad de lluvia útil (escorrentía superficial e infiltración) a partir de un rango de valores de capacidad de campo y umbral de escorrentía. A este respecto, la recarga por infiltración del agua de lluvia se ha estimado con diferentes modelos de tipo distribuido, como el programa RENATA (Murillo *et al.*, 2012), y agregado, a partir de balances promedio de agua en el suelo con el software TRASERO (Padilla y Delgado, 2013).

Desde el punto de vista del balance hídrico global, la infiltración de la escorrentía superficial se ha estimado a partir de la información obtenida de aforos diferenciales. Dicha estimación se prevé complementar en algunos acuíferos cuaternarios con el uso del modelo de apoyo a la toma de decisiones AQUATOOL (Andreu *et al.*, 1996), en el cual se incluirán todas las demandas e infraestructuras hidráulicas que impactan sobre el caudal de los ríos y las relaciones río-acuífero que determinan el volumen de agua infiltrado en las formaciones aluviales. Estas relaciones se han ajustado a partir de datos de aforos diferenciales realizados en el marco de la presente Tesis Doctoral en los principales ríos de la zona de estudio durante los años 2013 y 2015 (véase apartado 4.5.2.1).

La estimación de las salidas por bombeo en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona se ha llevado a cabo a partir del volumen de agua extraído por la empresa encargada de su explotación (Hidralia) y por las principales urbanizaciones y comunidades de propietarios. A escala del conjunto, las salidas por descarga subterránea al mar se han calculado mediante una actualización de la longitud del frente costero y de los valores de transmisividad para la aplicación de la ecuación de Darcy.

4. HIDROGEOLOGÍA

4.7.1 Antecedentes

La primera propuesta de balance hídrico de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona la realizó el Instituto Geológico y Minero de España en el año 1984 (IGME, 1984a) (Fig. 4.58).

	ENTRADAS (hm ³ /año)			SALIDAS (hm ³ /año)		
Tipo de acuífero	Infiltración agua lluvia		Retornos riego	Bombeo	Descarga al mar	
Plioceno	A = 45 km ² , I (%P) = 13	A = 45 km ² , I (%P) = 23	1,7	8,7	T = 48 m ² /d, i = 0,02	T = 120 m ² /d, i = 0,02
	4,4	7,8			0,14	0,45
Cuaternario	A = 35 km ² , I (%P) = 13	A = 35 km ² , I (%P) = 23	2,8	14	T = 720 m ² /d, i = 0,001	T = 1440 m ² /d, i = 0,001
	3,4	6			10,9	21,9
Total	8	14	5	23	11	22

BALANCE HÍDRICO GLOBAL

- Límite inferior

Entradas totales = 8 + 5 = 13 hm³/año

Salidas totales = 23 + 11 = 34 hm³/año

- Límite superior

Entradas totales = 14 + 5 = 19 hm³/año

Salidas totales = 23 + 22 = 45 hm³/año

CIERRE DE BALANCE

➡ Infiltración escorrentía superficial
34 - 13 = 21 hm³/año

➡ Infiltración escorrentía superficial
45 - 19 = 26 hm³/año

Figura 4.58. Balance hídrico de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. Nota: A = área, I (%P) = porcentaje de infiltración, T = transmisividad, i = gradiente hidráulico. Fuente: IGME (1984a)

Las salidas medias anuales por descarga subterránea al mar se estimaron a partir de la fórmula de Darcy.

$$Q = T \cdot i \cdot L$$

Donde:

Q = caudal drenado al mar (L³/T)

T = transmisividad (L²/T)

i = gradiente hidráulico (adimensional)

L = longitud del frente costero (L)

Los valores de transmisividad y gradiente hidráulico adoptados por el IGME (1984) fueron de 720 – 1440 m²/día y 0,001 para los acuíferos cuaternarios y 48 – 120 m²/día y 0,02 para los acuíferos pliocenos. La mayor longitud del frente costero se asignó a los acuíferos cuaternarios aluviales e indiferenciados (41,7 km), lo cual *a priori* parece un tanto desproporcionado, ya que a través de los niveles permeables del plioceno subyacentes también se produce descarga subterránea al mar en un frente costero de mayor longitud.

Por lo que respecta a las entradas al sistema, la infiltración directa de las precipitaciones se calculó a partir de una pluviometría media de 750 mm sobre una superficie de 80 km² (45 km² de materiales pliocenos y 35 km² de cuaternarios) y unos coeficientes de infiltración entre 13 y

23%. Los 35 km² de acuíferos cuaternarios corresponden a la superficie ocupada por las formaciones detríticas aluviales y por las cuaternarias indiferenciadas que se sitúan a techo de los materiales pliocenos. Los recursos procedentes de la infiltración de la escorrentía superficial se estimaron por cierre de balance en 21 – 26 hm³/año (IGME, 1984a).

A día de hoy no se ha realizado ningún balance hídrico pormenorizado de los distintos acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona, ni de cada una de las componentes por separado. Los balances hídricos realizados hasta la fecha (Linares y Trenado, 1988; IGME-JA, 1998; López-Geta *et al.*, 2000; Lupiani, 2007; BOJA, 2013, 2016; Ayterra, 2015) se basan, en gran medida, en la propuesta realizada por el IGME en 1984 (Tabla 4.11). En la tabla 4.11 se presentan los balances hídricos que incorporan alguna modificación con respecto a los anteriores. Las componentes del balance hídrico presentadas por López – Geta *et al.* (2000) son claramente continuistas con respecto a la primera propuesta de balance. Ambos trabajos presentan un valor medio de retorno de riegos similar, que se ha ido reduciendo con el paso de los años (menor actividad agrícola y mayor modernización y eficiencia en el riego de campos de golf).

Entradas y salidas (hm ³ /año)	IGME (1984a)	López-Geta <i>et al.</i> (2000)	Lupiani (2007)	BOJA (2016)
Recarga por lluvia	8-14	11	10	9,7
Retorno de riegos	5	4	-	0,3
Infiltración escorrentía superficial	21-26	22	24,5	21
Otros (recarga artificial)	-	-	0,2	0,5
TOTAL ENTRADAS	34-45	37	34,8	31,5
Bombes	23	23	15	18,9
Descarga al mar	11-22	14	19,8	12,6
TOTAL SALIDAS	34-45	37	34,8	31,5

Tabla 4.11. Resumen de los balances hídricos realizados en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona por diferentes instituciones y organismos

Por lo que respecta a los planes hidrológicos de cuenca, se han utilizado los valores de la revisión del plan hidrológico del año 2015 (BOJA, 2016), dado que son los más actualizados (Tabla 4.11). El cálculo de la recarga por infiltración del agua de lluvia en las masas de agua subterránea de naturaleza detrítica está basado en el modelo distribuido de precipitación-aportación SIMPA (Ruiz - García, 1999), desarrollado por el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX). En dicho modelo, se divide el territorio peninsular en cuadrículas de 1 km² y se realiza un balance mensual de agua en el suelo por el método de Témez, para el periodo 1940/41 – 2005-06. La infiltración directa de las precipitaciones se calcula a partir del excedente de agua (que es función de la lluvia, el déficit de humedad en el suelo y la evapotranspiración potencial) y del parámetro de infiltración máxima dependiente de la litología (Témez, 1977).

En las masas de agua subterránea (MAS) que engloban afloramientos de baja permeabilidad, como es el caso de las formaciones metapelíticas y peridotíticas situadas al norte de la MAS Marbella-Estepona, la recarga por infiltración del agua de lluvia a partir del modelo SIMPA se encuentra ponderada por un factor dependiente de la permeabilidad de cada una de las litologías. La recarga media anual en la masa de agua subterránea Marbella-Estepona es de 9,7 hm³ (BOJA, 2016). Dicha recarga podría estar ligeramente sobreestimada con respecto a la obtenida en el resto de balances hídricos, sólo en los afloramientos pliocenos y cuaternarios de

4. HIDROGEOLOGÍA

Marbella-Estepona, ya que incluye la correspondiente a los acuíferos detríticos del arroyo de la Cala y del río Manilva (Fig. 4.59). Debido a la resolución espacial del modelo SIMPA (1 km^2) no es viable realizar un análisis más detallado para cada uno de los acuíferos identificados en la presente Tesis Doctoral.

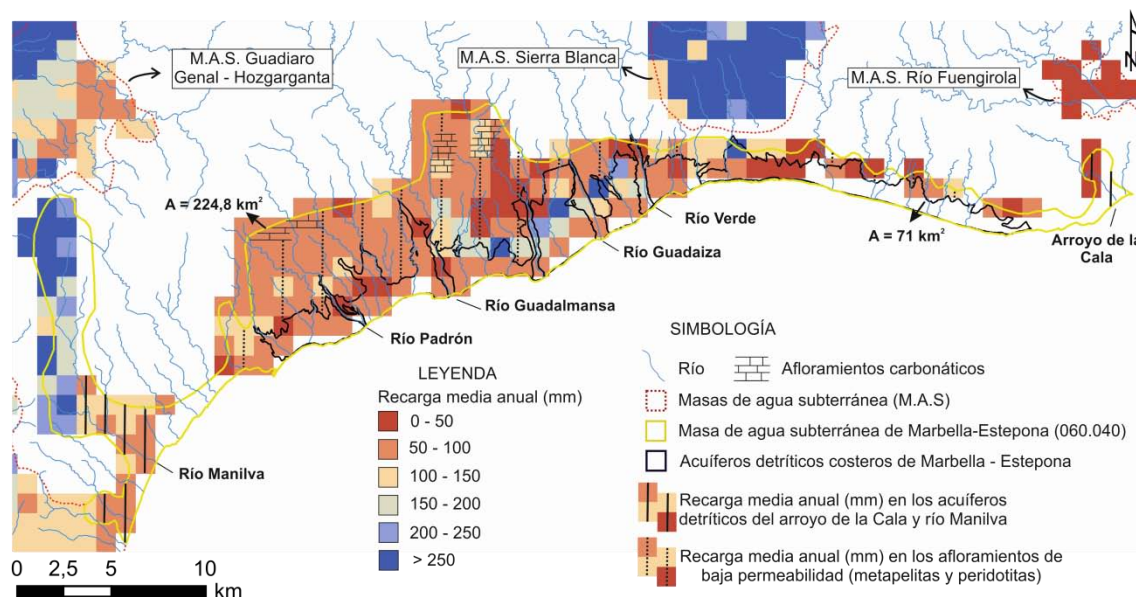


Figura 4.59. Valores de recarga media anual (mm) del modelo SIMPA (periodo 1940/41 – 2005/06) utilizados en planificación hidrológica

En planificación hidrológica, los valores de recarga por infiltración del agua de lluvia en las masas de agua subterránea de tipo carbonático se estiman a partir del modelo APLIS (Andreo *et al.*, 2004). La componente del balance hídrico relativa a los retornos de riego se calcula a partir de la capa de usos del suelo del proyecto Corine Land Cover (Bosard *et al.*, 2000), el tipo de suelo y el grado de permeabilidad de los afloramientos sobre los que se desarrolla el regadío (BOJA, 2016). A efectos de balance hídrico, se considera que las superficies cultivadas cuyo riego se acomete por goteo no aportan retornos, aunque sí en otras modalidades de riego.

La estimación del volumen de recursos extraídos por bombeo se realiza en planificación hidrológica mediante dos aproximaciones: a partir de los datos de explotación registrados en las bases de datos de concesiones de agua y mediante un análisis de los diferentes usos y demandas existentes en la masa de agua subterránea (BOJA, 2016). No obstante, en los planes hidrológicos se resalta la “escasa” fiabilidad de los datos procedentes de los registros de concesiones, los cuales presentan un elevado grado de incertidumbre. Ante esta situación, las salidas por bombeo asignadas al balance hídrico de la revisión del plan hidrológico del año 2015 se basan exclusivamente en el análisis de usos y demandas, circunscrito a los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. Las salidas anuales por bombeo ($18,9 \text{ hm}^3$), se reparten en 12,6; 4,7 y $1,6 \text{ hm}^3$ para los usos urbanos (abastecimientos a Marbella y Estepona), recreativos (riego de campos de golf) y agrícolas, respectivamente.

Por lo que respecta a las entradas por infiltración del agua de lluvia calculadas en el Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Málaga (Lupiani, 2007), se parte de una precipitación media anual de 680 mm y un coeficiente de infiltración del 18 - 20%, similar al aplicado en el balance hídrico del IGME correspondiente al año 1984 (13 - 23%), aunque dicho estudio (IGME, 1984a)

utilizaba un valor medio de precipitación anual de 750 mm. En lo relativo a la infiltración de la escorrentía superficial, Lupiani (2007) propuso un valor promedio de 24,5 hm³/año.

La recarga artificial al acuífero plioceno se estimó en 0,175 - 0,25 hm³/año, a partir de la experiencia de recarga con caudales excedentarios del manantial de Camoján que tiene lugar desde el año 2000 en el sector del Señorío de Marbella. Dicha experiencia de recarga artificial será objeto de un análisis más detallado en el apartado 4.8.1.

Las extracciones de agua para uso urbano (municipal y urbanizaciones) en los municipios de Marbella y Estepona se evaluaron en el Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Málaga en 8 y 5 hm³/año, respectivamente. A dichas extracciones habría que sumar los bombeos para complementar el riego de los campos de golf, que Lupiani (2007) cifró en 2 hm³/año.

La evaluación del estado cuantitativo en el que se encuentran las masas de agua subterránea se basa en el concepto de índice de explotación (extracciones/recursos disponibles). En planificación hidrológica, los recursos disponibles se calculan a partir de las entradas medias totales estimadas en el balance hídrico, a las cuales se aplican 4 coeficientes de restricción ambiental, cuya aplicación posibilita el cálculo de los recursos no explotables (Tabla 4.12). Dichos coeficientes se definen a partir de la información existente sobre las relaciones río-acuífero, la vulnerabilidad frente a sequías, la conexión con otros acuíferos y el riesgo de intrusión marina (BOJA, 2016). En el caso de la masa de agua subterránea Marbella-Estepona (060.040) tienen un valor de 20, 15, 0 y 5%, respectivamente. En la tabla 4.12 se presentan los resultados del cálculo del recurso disponible y del índice de explotación para los distintos balances hídricos analizados.

En la tabla 4.12 se observa cómo el índice de explotación (I.E.) medio es inferior a 1, con un valor máximo de 1,04 y mínimo de 0,72 en los balances hídricos recogidos en López-Geta *et al.* (2000) y Lupiani (2007). El valor del I.E. más alejado de la media es el estimado a partir de los datos publicados en Lupiani (2007), debido a la estimación de las salidas por bombeo (Tabla 4.11), 8 hm³/año inferior a la presentada en IGME (1984a) y López-Geta *et al.* (2000). Con respecto a dichos balances previos, en los estudios más recientes (Lupiani, 2007; BOJA, 2016) se han estimado menores valores de recurso disponible como resultado de menores entradas por infiltración de agua de lluvia y retornos de riego (Tabla 4.11). Dicha disminución no lleva asociado un aumento considerable del I.E., ya que las salidas por bombeo son del orden de 4 - 8 hm³/año inferiores que en estudios anteriores. Los valores obtenidos del I.E. dependen de los coeficientes de restricción ambiental considerados, cuya asignación está sujeta a múltiples interpretaciones, la mayoría de ellas condicionadas por el escaso conocimiento que se tiene de la masa de agua subterránea Marbella-Estepona.

Unidades = hm ³ /año	Entradas (A)	Recurso natural (B) = (A) - RA - RR	Recurso no explotable (C) = (A) * CR	Recurso natural disponible (D) = (B) - (C)	Recurso disponible E = D + RA + RR
IGME (1984a)	39,5	34,5	15,8	18,7	23,7
López-Geta <i>et al.</i> (2000)	37	33	14,8	18,2	22,2
Lupiani (2007)	34,8	34,6	13,9	20,6	20,9
BOJA (2016)	31,5	30,7	12,6	18,1	18,9
Promedios	35,7	33,2	14,3	18,9	21,4
	Bombeos (F)	I.E. G = (F)/(E)			
IGME (1984a)	23	0,97			
López-Geta <i>et al.</i> (2000)	23	1,04			
Lupiani (2007)	15	0,72			
BOJA (2016)	18,9	1,00			
Promedios	20,0	0,9			

Tabla 4.12. Estimación del recurso disponible y del índice de explotación a partir de los balances hídricos definidos hasta la fecha en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. Nota: RA = recarga artificial, RR = retorno de riegos, CR = coeficiente de restricción total (20 + 15 + 0 + 5 = 40%), I.E. = índice de explotación

4.7.1.1 Consideraciones sobre la incertidumbre asociada a los balances hídricos

Según la orden ARM/2656/2008, de 10 de septiembre, por la que se aprueba la instrucción de planificación hidrológica, “se considera que una masa de agua subterránea se encuentra en mal estado cuando el índice de explotación sea mayor de 0,8 y, además, exista una tendencia clara de disminución de los niveles piezométricos en una zona relevante de la masa”. Por tanto, desde el punto de vista normativo y en relación con el índice de explotación, el conjunto de acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona se encontrarían, por término medio, en mal estado cuantitativo. No obstante, dicha clasificación está condicionada por balances hídricos que presentan un nivel de incertidumbre elevado. Como ya se ha comentado, los balances hídricos realizados hasta la fecha (Linares y Trenado, 1988; IGME-JA, 1998; López-Geta *et al.*, 2000; Lupiani, 2007; BOJA, 2016; Ayterra, 2015) se basan, en gran medida, en el informe técnico elaborado por el IGME en el año 1984. Dicha propuesta estimaba las entradas por infiltración de la escorrentía superficial mediante cierre de balance. La construcción del embalse de La Concepción en el río Verde (año 1971) y, más recientemente, de azudes de derivación en los cauces de los ríos Guadaiza, Guadalmina y Guadalmanza (años 1995-1997) ha disminuido la infiltración de la escorrentía superficial en el tramo bajo de los acuíferos detríticos costeros. Aun así, 30 años después, se siguen utilizando los mismos valores que en la propuesta inicial de balance hídrico (IGME, 1984a).

Desde el informe del IGME (1984), se ha avanzado en el control de las salidas por bombeo (sobre todo en los abastecimientos gestionados por Hidralia) pero no se han ido actualizando aspectos importantes del balance hídrico como la infiltración de la escorrentía superficial, el impacto de la urbanización en la recarga por agua de lluvia o la descarga subterránea al mar. Por tanto, no hay argumentos suficientes para considerar que exista un balance hídrico (o valor de I.E.) más representativo que el resto. En el marco de la presente Tesis Doctoral se ha avanzado en la caracterización de las relaciones río-acuífero en los principales

cursos de agua superficial, que ha puesto de manifiesto la elevada variabilidad espacio-temporal de las mismas (apartado 4.5.2).

El cálculo del índice de explotación con la mayor certidumbre posible es esencial para una correcta gestión de los recursos hídricos, máxime cuando su valor determina, en gran medida, el estado en el que se clasifica la masa de agua subterránea. Además, dicha clasificación condiciona la concesión o no de nuevos aprovechamientos de agua. A partir de la información proporcionada por los balances hídricos realizados hasta la fecha, se puede concluir que la gestión de los recursos hídricos de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona está basada en el principio de precaución (se desconoce realmente de qué volumen de recursos disponibles se dispone) como única solución a su desconocimiento hidrogeológico.

4.7.2 Recarga de acuíferos en ambientes urbanos

La comprensión y cuantificación del impacto de la urbanización sobre las aguas subterráneas es un tema central en hidrología urbana (Sherlock, 1922; Lerner, 1990; Appleyard, 1995; Liu *et al.*, 2001; Schirmer *et al.*, 2012). Debido a los procesos de urbanización, los mecanismos que controlan la recarga en acuíferos escasamente antropizados se modifican (el sellado del suelo da lugar a una disminución de la infiltración directa del agua de lluvia) a la vez que aparecen nuevos recursos de carácter alóctono, como pueden ser las pérdidas en las redes de suministro y saneamiento de agua (Kim *et al.*, 2001; Wolf *et al.*, 2004).

Los usos urbanos del suelo tienen generalmente baja o nula permeabilidad. Sin embargo, las superficies impermeabilizadas por urbanización no son completamente impermeables ya que parte de la escorrentía generada sobre ellas puede llegar a infiltrarse en el terreno (Ramier *et al.*, 2011) y la recarga producida en carreteras de áreas residenciales puede suponer el 6-9% de la precipitación anual (Ragab *et al.*, 2003). En la tabla 4.13 se presenta un resumen de los coeficientes de infiltración en diferentes pavimentos urbanos, que varían entre 6 y 80% con respecto a la precipitación total.

Referencia bibliográfica	Infiltración (%)	Tipo de pavimento	Método
Watkins (1962)	21	Carretera asfaltada	Medida directa
Falk y Niemczynowicz (1978)	7,4-17	Cuenca piloto asfaltada	Medida directa
Davies y Hollis (1981)	34	Carretera asfaltada	Medida directa
Colyer (1983)	36	Carretera asfaltada	Medida directa
Hollis y Ovenden (1988a, 1988b)	24,7-41,6	Carretera asfaltada	Medida directa
Stephenson (1994)	22	Cuenca urbanizada	Medida directa
Lee y Heany (2003)	30	Cuenca urbanizada	Medida directa
Ragab <i>et al.</i> (2003)	6-9	Carretera asfaltada	BAS
Wiles y Sharp (2008)	21	Pavimento urbano	Infiltrómetro de anillo
Göbel <i>et al.</i> (2004)	60-80	Pavimento urbano	SUDS

Tabla 4.13. Porcentajes de infiltración en zonas urbanas con respecto a la precipitación total. Tomado de Göbel *et al.* (2004) y Wiles y Sharp (2008). Nota: BAS = balance de agua en el suelo, SUDS = sistemas urbanos de drenaje sostenible

Wiles y Sharp (2008) revelaron, a partir de la instalación de lisímetros en distintos tipos de pavimentos urbanos (cunetas de hormigón, carreteras de asfalto y hormigón y aparcamientos

de asfalto y hormigón), la existencia de una conductividad hidráulica cuyo valor era similar al de unas arenas limosas o areniscas ($4,1 \cdot 10^{-4} - 2,6 \cdot 10^{-6}$ cm/s). Los primeros metros del subsuelo en zonas urbanas están formados por una compleja mezcla de suelo, asfalto, hormigón y restos antrópicos (ladrillos, cerámica, etc.). El comportamiento hidráulico de dicho subsuelo se ha comparado con el funcionamiento hidrogeológico de acuíferos kársticos (García-Fresca y Sharp, 2005) debido a la gran variabilidad espacial que presentan los valores de permeabilidad en ambos tipos de medios.

Tradicionalmente se ha aceptado que en zonas urbanas el aumento de la superficie impermeabilizada va en detrimento del volumen medio anual de agua infiltrada en los acuíferos costeros, aunque este hecho ha sido objeto de discusión en el campo de la hidrogeología (Lerner, 2002). Diferentes estudios han demostrado que dicha disminución en la superficie permeable no impacta tan negativamente en la recarga como cabría esperar, ya que puede verse compensada por una menor evapotranspiración y nuevas fuentes de recursos, como pueden ser las pérdidas en las redes de conducción de agua (Lerner, 1986, 1990; Brassington y Rushton 1987; Rushton *et al.*, 1988; Price y Reed 1989; Foster, 1990, Appleyard, 1995; Yang *et al.*, 1999; Vázquez-Suñé *et al.*, 2010).

En la actualidad, se acepta la idea de que las infraestructuras hidráulicas destinadas al abastecimiento y al saneamiento generan un volumen considerable de recarga por filtraciones o pérdidas en la red (Lerner, 2002; García-Fresca, 2004; García-Fresca y Sharp, 2005). En la mayoría de los casos, los procesos de urbanización dan lugar a un aumento de la recarga (Fig. 4.60). La estimación de la recarga urbana no es tarea fácil ya que varía temporalmente, condicionada por cambios en los usos del suelo, en la eficiencia de las redes de suministro de agua y en el clima.

El diagrama de la figura 4.60 indica, de manera muy aproximada, el rango de valores (mm/año) de la relación precipitación - infiltración en varias zonas de estudio en función de su naturaleza (natural o urbana) y de la eficiencia de sus redes de abastecimiento y saneamiento de agua. En el caso de grandes aglomeraciones urbanas con una baja eficiencia en su infraestructura hidráulica, cerca del 90% del agua que circula por el interior de la ciudad puede acabar infiltrándose en el subsuelo. Esta situación es más probable en regiones áridas bajo formaciones altamente permeables (Lima), con un aumento de la infiltración con respecto a la lluvia de 3400% (20 – 700 mm/año). En zonas húmedas con mayor desarrollo edáfico, una mayor proporción del drenaje urbano y del agua residual puede dirigirse hacia los cursos de agua superficial debido a una menor capacidad de almacenamiento e infiltración condicionada por la presencia de capas arcillosas de baja permeabilidad y niveles piezométricos someros (Foster *et al.*, 1999). Esta situación da lugar a un aumento de la recarga debido a la urbanización aunque de menor cuantía (Mérida, Santa Cruz y Hat Yai), como se muestra en la figura 4.60. La geología dominante en el substrato de cada una de las ciudades es esencial a la hora de explicar las diferencias encontradas en los valores de infiltración. En Mérida (México), la existencia de una formación caliza altamente permeable da lugar a valores de infiltración mayores que en Santa Cruz y Hat Yai, que pasan de 180 a 600 mm/año.

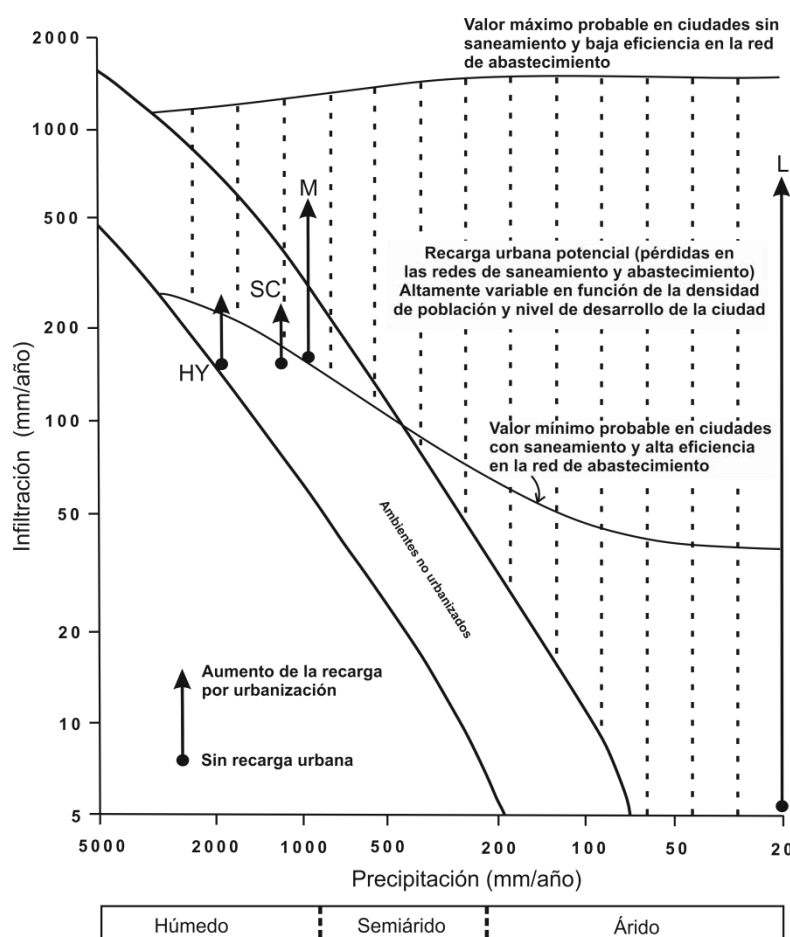


Figura 4.60. Aumento potencial de la infiltración en acuíferos libres y semi-confinados debido a la urbanización. Nota: L = Lima (Perú), M = Mérida (México), SC = Santa Cruz (Bolivia), HY = Hat Yai (Tailandia). Traducido de Foster et al. (1999)

Según Lerner (1990) la recarga de acuíferos en ambientes urbanos puede ser de tres tipos: recarga directa, que ocurre en la vertical del punto donde tiene lugar la precipitación; recarga indirecta o infiltración desde cursos de agua superficial; y recarga concentrada, que fluye horizontalmente sobre superficies poco permeables y termina infiltrándose a través de fracturas o fisuras en el terreno. En la estimación de la recarga total en ambientes urbanos también hay que tener en cuenta la componente artificial, que es el resultado de los retornos de riego en las zonas verdes de la ciudad y las pérdidas en las redes de abastecimiento y saneamiento de agua (Fig. 4.61).

A escala global, los rendimientos técnicos en las redes de suministro de agua suelen ser inferiores al 90%, con valores más usuales en torno a 70-80% y 40-70% en países desarrollados y en desarrollo, respectivamente (Lerner, 2002; García-Fresca y Sharp, 2005). Los sistemas de abastecimiento pueden incorporar a la red grandes cantidades de agua dentro de una ciudad (Price y Reed, 1989; Foster, 1990; Lerner, 1990). Por ejemplo, la red de suministro de agua de la ciudad de Nottingham (UK) distribuye cerca de 650 mm/año y satisface las demandas de centros comerciales que pueden alcanzar los 7000 mm/año. Dichos volúmenes de agua son una potencial fuente de recarga a los acuíferos debido al porcentaje de pérdidas (en torno al 20 - 25%) que suele ser habitual en el Reino Unido (Greswell et al., 1994).

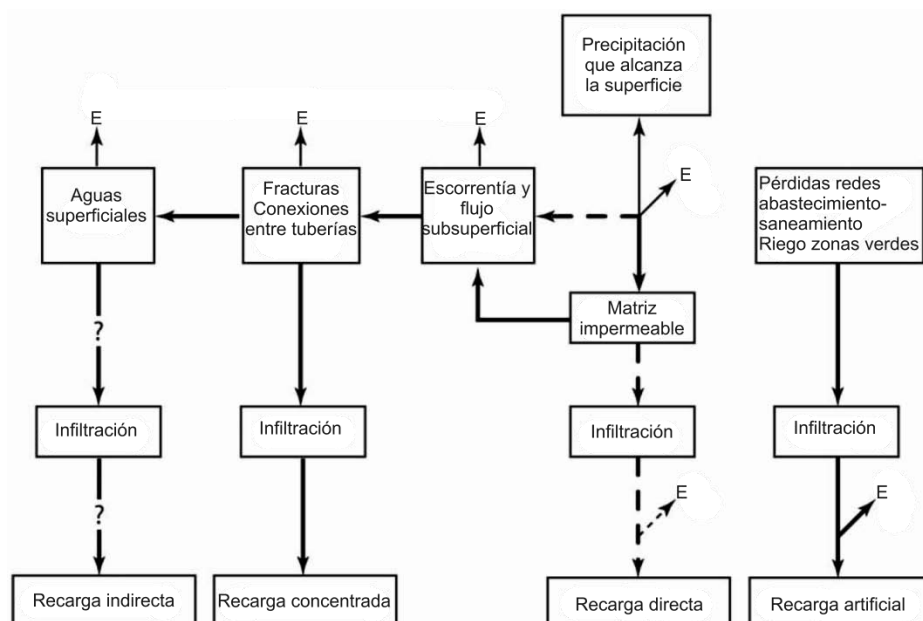


Figura 4.61. Diagrama conceptual del ciclo hidrológico en zonas urbanas y su importancia en la recarga de los acuíferos. Nota: E = evaporotranspiración, flechas gruesas = aumento generalizado del flujo de agua, flechas discontinuas = descenso generalizado del flujo de agua, flechas gruesas con interrogantes = posible aumento de la recarga por infiltración de la escorrentía superficial. Traducido de Wiles y Sharp (2008)

Por lo que respecta a España y a la comunidad autónoma de Andalucía, el porcentaje de pérdidas en la red es del orden del 18%. En la figura 4.62 se observa un descenso continuado de las pérdidas reales (fugas y averías) y del porcentaje de dichas pérdidas sobre el volumen de agua total suministrado hasta el año 2007. Esto podría estar relacionado con una mayor inversión destinada a la mejora de las infraestructuras hidráulicas de abastecimiento. A partir de dicho año ambas variables se estabilizan y, en el caso del porcentaje de pérdidas en Andalucía, asciende hasta alcanzar el mismo valor que al principio de la serie (18,7%). Esto se debe a la progresiva disminución del volumen de agua suministrado a los hogares (de 308 a 248 l/hab/día en el periodo 2000-2013), como resultado de las campañas de concienciación y uso eficiente del agua en el ámbito doméstico, y a un menor descenso de las pérdidas reales desde 2007.

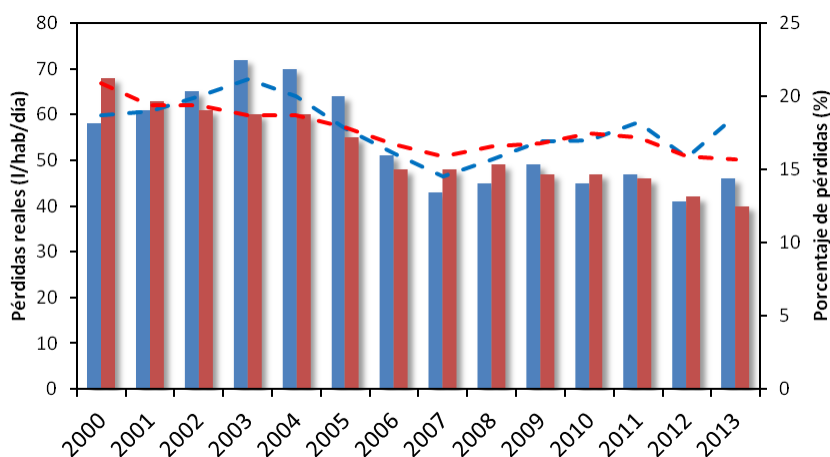


Figura 4.62. Valores medios de las pérdidas reales (fugas y averías) y porcentaje de pérdidas en sistemas de abastecimiento de España (color rojo) y Andalucía (color azul). Nota: barras = pérdidas reales, línea discontinua = porcentaje de pérdidas. Fuente: INE (2016)

A escala municipal, el rendimiento técnico de la red de abastecimiento del municipio de Marbella se ha mejorado notablemente, desde porcentajes de pérdidas de 52% en 1991 hasta 74% en 2010. En la actualidad existen programas de actuación enfocados a la mejora de infraestructuras y detección temprana de fugas. Aun así, las pérdidas de agua en las redes de abastecimiento deben de ser tenidas en cuenta en la elaboración de los balances hídricos de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona.

Otro tipo de fuentes de recarga adicionales pueden atribuirse a pérdidas en las redes de saneamiento (Lerner *et al.*, 1994; Barrett *et al.*, 1999) y en tanques y fosas sépticas, características de áreas sin conexión a dichas redes. Este tipo de situaciones todavía pueden encontrarse al norte de San Pedro de Alcántara y en antiguas urbanizaciones situadas al este del núcleo de Marbella.

Con anterioridad a la cuantificación de la recarga en zonas urbanas es necesario identificar las potenciales fuentes de recursos. Dicha identificación puede realizarse a escala local o regional, en función del tamaño de la zona de estudio. A escala local, sería necesario contar con un mapa detallado de las infraestructuras hidráulicas (redes de abastecimiento y saneamiento), ubicación de fosas sépticas (según el caso) y cartografía de zonas verdes y áreas impermeables, con el objetivo de identificar zonas de recarga. A escala local, dichas zonas pueden detectarse mediante el análisis de series piezométricas e hidroquímicas (C.E., NO_3^- , SO_4^{2-} , coliformes fecales, etc.) ya que la recarga procedente de ambientes urbanos provocaría un ascenso de las cotas piezométricas y modificaciones en la calidad natural de las aguas. Desde el punto de vista regional, el uso de información hidroquímica y la estimación de balances hídricos es probablemente el único método viable (Lerner, 2002).

Una fuente de recarga continuada en el tiempo, como por ejemplo pérdidas en las redes de suministro de agua, daría lugar a un ascenso piezométrico local, siempre que no haya una explotación significativa del acuífero subyacente. Por el contrario, sistemas de infiltración de aguas de tormenta (en inglés, *storm-water infiltration system*) causarían un ascenso inmediato de los niveles piezométricos. Ambos tipos de señales podrían detectarse con una red de control lo suficientemente amplia. El principal problema recae en la ubicación de los piezómetros de control, pues *a priori* se desconoce los puntos o zonas en los que se produce la recarga urbana.

Por lo que respecta a la ecuación del balance hídrico, la precipitación puede describirse de la siguiente forma:

$$\text{Precipitación} = \text{Evapotranspiración} + \text{Escorrentía superficial} + \text{Infiltración}$$

A escala local, dicha ecuación no permitiría estimar la recarga con la suficiente precisión en zonas urbanas. Este tipo de aproximaciones a la hora de calcular la recarga dependen en gran medida de los errores cometidos en la estimación de las restantes componentes (evapotranspiración y escorrentía superficial). Dicha situación podría indicar que un análisis centrado en el estudio de las diferentes componentes que integran la recarga (infiltración del agua de lluvia, percolación de la escorrentía superficial, retornos de riego, etc.) podría ser más satisfactorio, si bien Lerner (2002) indicaba que las incertidumbres totales asociadas a cada una de las metodologías eran muy similares.

El método más convencional para estimar la recarga en climas húmedos es el balance de agua en el suelo (en inglés, *soil water balance*). Dicho método se puede aplicar de forma distribuida a cada tipo suelo y vegetación o de manera agregada (valores promedio de la zona de estudio). Los usos del suelo en áreas urbanas son radicalmente diferentes de los que se encuentran en zonas naturales o agrícolas. En ambientes urbanos, existen grandes extensiones de terreno cubiertas por aparcamientos, carreteras, zonas verdes, campos de golf, etc. La irrigación que tiene lugar en las zonas verdes puede ser una componente importante del balance de agua en el suelo en áreas urbanas (Lerner, 2002; Passarello *et al.*, 2012).

En áreas urbanas, la recarga puede generarse incluso en superficies ocupadas por aparcamientos, carreteras y otras zonas de baja permeabilidad ya que se reconoce que dichas superficies no son del todo impermeables (Hollis y Ovenden, 1988a). Lerner (2002) sugería asignar a cada uno de los usos del suelo *a priori* impermeables un porcentaje de infiltración, como si se tratase en realidad de una superficie permeable, aunque no llegaba a especificar ningún rango de valores. Esta propuesta metodológica se ha adaptado al cálculo de la superficie permeable en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona a partir de los datos del Sistema de Información sobre Ocupación del Suelo en España (SIOSE), pertenecientes al año 2005. Los resultados obtenidos mediante dicha propuesta se compararon con las estimaciones derivadas del uso de la cartografía de zonas verdes y piscinas de la Costa del Sol Occidental (CMA, 2006), debido a que ambas fuentes de información eran de fechas similares.

El área permeable estimada en la figura 4.63.A se obtiene a partir de la suma del producto de las superficies ocupadas por las diferentes clases de infiltración (IN, IML, IL, IF, ISR en la figura 4.63) y su correspondiente coeficiente. En la tabla 4.14 se presentan los usos del suelo de la capa de información del SIOSE en los que se ha aplicado un coeficiente de infiltración potencial a partir de sus características (densidad de edificación, presencia de zonas urbanizadas no edificadas, etc.). En función de dichas características los usos “discontinuo disposición cerrada” y “vial, aparcamiento o zona peatonal sin vegetación” tienen asignados diferentes coeficientes de infiltración. Esto se debe a la gran variedad de coberturas espaciales que se pueden encontrar en zonas urbanas, agrupadas a su vez en una única categoría. Los usos del suelo clasificados como permeables (infiltración sin restricción) están relacionados con zonas agrícolas, campos de golf y superficies no urbanizadas.

Los porcentajes de infiltración presentados en la tabla 4.14 se han obtenido a partir de la comparación de la superficie permeable obtenida por el método A (con diferentes combinaciones de porcentajes) y la estimada a partir de la metodología de zonas verdes (método B), que se utiliza como referencia (Fig. 4.63.B). En la medida en que se obtenían resultados más parecidos entre ambos métodos se asumía que los coeficientes eran más representativos de la superficie realmente permeable. No obstante, se trata de una propuesta de porcentajes de infiltración que presenta sus limitaciones debido al proceso de obtención de los mismos. Es importante precisar que los porcentajes no están relacionados con la cantidad de precipitación que alcanza la zona saturada (recarga), sino con la fracción del territorio libre de usos urbanos.

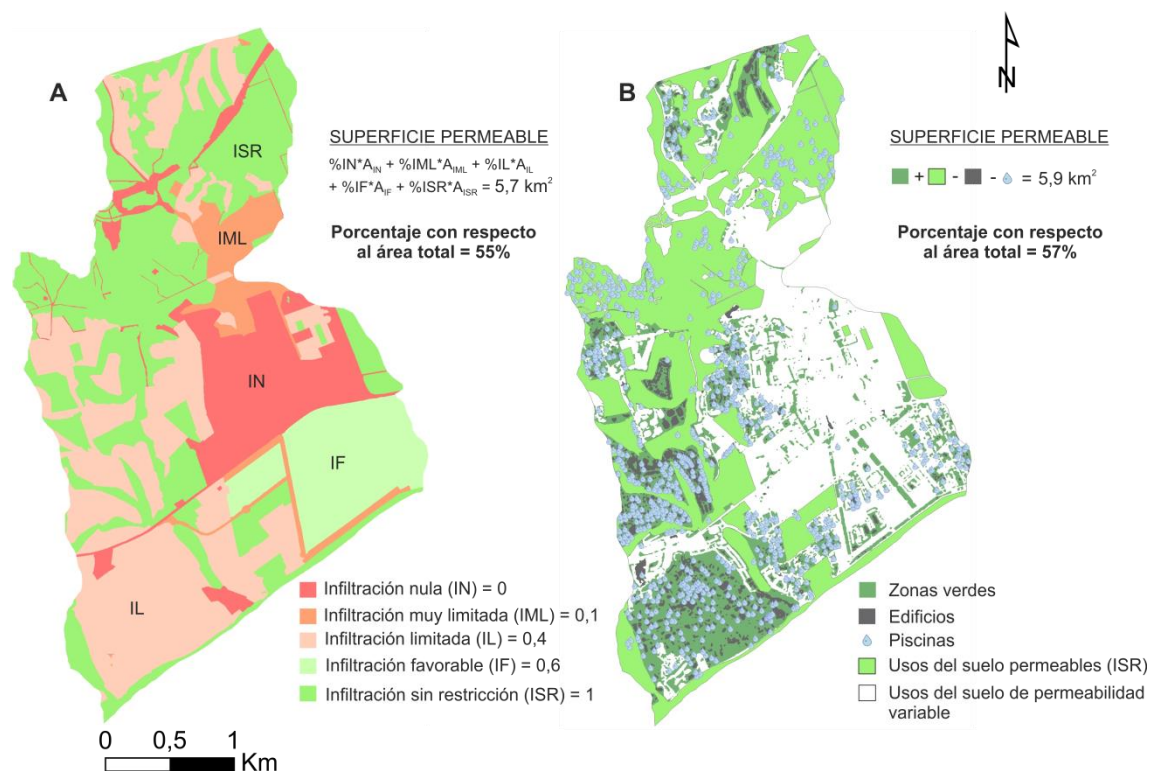


Figura 4.63. Estimación del área permeable en el acuífero plioceno del sector de San Pedro de Alcántara a partir de dos aproximaciones metodológicas: A) asignación de porcentajes de infiltración según el uso del suelo (SIOSE) y B) cálculo del área permeable a partir del inventario de zonas verdes y piscinas y la capa de usos del suelo (SIOSE). Nota: A = área

COD SIOSE	Descripción uso	Tipo de infiltración	% infiltración
101	Casco	Nula (IN)	0
119	Polígono industrial ordenado	Muy limitada (IML)	0,1
122	Comercial y oficinas	Nula (IN)	0
124	Complejo hotelero	Nula (IN)	0
130	Administrativo institucional	Nula (IN)	0
131	Autovías, autopistas y enlaces viarios	Nula (IN)	0
136	Cultural	Nula (IN)	0
160	Otras construcciones	Nula (IN)	0
170	Educación	Nula (IN)	0
171	Religioso	Nula (IN)	0
173	Polideportivos	Nula (IN)	0
177	Parques, plazas, jardines, paseos marítimos	Muy limitada (IML)	0,1
183	Camino	Nula (IN)	0
2000	Ensanche disposición abierta	Limitada (IL)	0,4
2001	Ensanche disposición cerrada	Limitada (IL)	0,4
2002	Discontinuo disposición abierta	Limitada (IL)	0,4
2003	Discontinuo disposición cerrada	Limitada (IL) - favorable (IF)	0,4 - 0,6
2004	Vial, aparcamiento o zona peatonal sin vegetación	Muy limitada (IML) - favorable (IF)	0,1 - 0,6
2006	Edificación	Nula (IN)	0

Tabla 4.14. Asignación de porcentajes de infiltración a los usos del suelo del SIOSE 2005 con superficies impermeabilizadas

En el caso de la figura 4.63.B se utilizó, además de la información procedente del SIOSE, el inventario de zonas verdes y piscinas de la Costa del Sol Occidental, llevado a cabo por la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía en el año 2006. Dicho inventario se elaboró a partir del tratamiento de imágenes de satélite IKONOS, a escala 1:5.000. La capa de

información relativa a las zonas verdes se modificó para eliminar polígonos residuales que correspondían a edificios y urbanizaciones. Se llevó a cabo un tratamiento geográfico de la información para seleccionar las zonas verdes relativas a los usos del suelo de permeabilidad variable (IN, IML, IL, IF), con el objetivo de no duplicar áreas permeables existentes en los usos de infiltración sin restricción (ISR). De este modo, la superficie permeable calculada a partir del método de zonas verdes es el resultado de la suma del área ocupada por zonas verdes y usos del suelo permeables (ISR) menos la superficie relativa a edificios y piscinas.

En el caso del acuífero plioceno de San Pedro de Alcántara se ha estimado un porcentaje de superficie permeable con respecto al total muy similar a partir de los dos procedimientos, 55 y 57% para los métodos de asignación porcentual y zonas verdes, respectivamente (Fig. 4.63). Con el fin de validar dichos métodos se ha realizado un análisis comparativo en diferentes acuíferos del municipio de Marbella (Fig. 4.64). Estos acuíferos presentan un tamaño variable ($1,7 - 17,6 \text{ km}^2$) y usos de suelo muy heterogéneos. Se obtuvo un coeficiente de determinación R^2 de 0,99, indicativo de un buen grado de ajuste entre las superficies permeables estimadas por ambos métodos.

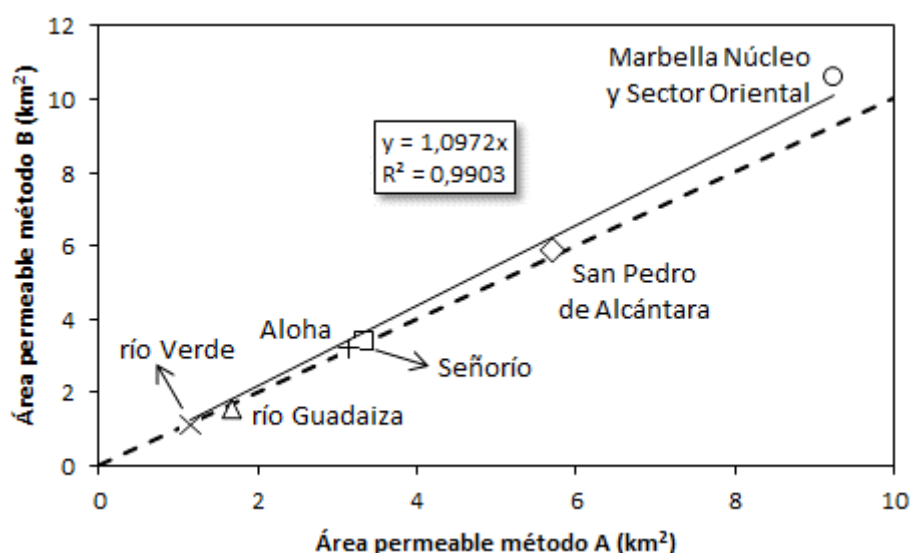


Figura 4.64. Análisis comparativo de las superficies permeables estimadas mediante las metodologías de asignación porcentual (A) y zonas verdes (B)

Para el resto de acuíferos de la zona de estudio se ha estimado su área permeable a partir del método B (zonas verdes), pues se entiende que requiere de un menor grado de subjetividad y cuenta con información más detallada. El acuífero plioceno de Estepona engloba los afloramientos arenosos, conglomeráticos y limosos existentes al oeste de San Pedro de Alcántara y formaciones cuaternarias de reducida extensión. En la tabla 4.15 se presentan los resultados obtenidos a partir de dicha metodología en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. La superficie total estimada de afloramientos permeables ha sido de $47,1 \text{ km}^2$, lo cual supone una reducción con respecto al área total de un 34%. La mayor parte de dicha superficie está ocupada por materiales pliocenos (88%).

		Superficie (km ²)		
	Acuífero	Total (1)	Permeable (2)	(2) / (1)
Plioceno	Estepona	25,1	18,3	73%
	San Pedro-Medranas	10,3	5,9	57%
	Aloha	5,5	3,2	59%
	Señorío	4,9	3,4	69%
	Marbella Núcleo SO	17,6	10,6	60%
	Total Plioceno	63,4	41,4	64%
Cuaternario	Aluvial río Padrón	0,9	0,7	80%
	Aluvial río Guadalmanza	1,3	1,2	90%
	Aluvial río Guadalmina	1,4	1,2	84%
	Aluvial río Guadaiza	2,3	1,6	69%
	Aluvial río Verde	1,7	1,1	66%
	Total Cuaternario	7,5	5,7	78%
	Total	70,9	47,1	66%

Tabla 4.15. Resumen de la superficie permeable estimada en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona a partir de la metodología de zonas verdes. Nota: SO = Sector Oriental

De la tabla 4.15 se pueden extraer diferentes conclusiones. Por un lado, el porcentaje de superficie permeable en los acuíferos pliocenos (64%) es menor que en los cuaternarios (78%). Dentro de los afloramientos pliocenos, los situados en el municipio de Estepona se encuentran menos influenciados por la intensa urbanización de la zona de estudio, con una superficie permeable que representa el 73% del total (25,1 km²), muy similar al valor medio estimado en los acuíferos cuaternarios (78%). Los mayores valores del porcentaje de superficie permeable se encuentran en los acuíferos aluviales de los ríos Padrón, Guadalmanza y Guadalmina, todos ellos ubicados en el término municipal de Estepona, a excepción del aluvial del río Guadalmina, que también aflora en Marbella.

En las investigaciones y estudios realizados por el IGME durante la década de los ochenta del siglo pasado en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona, se estimó una superficie total de 80 km² (DGOH-ITGE, 1988). En la presente Tesis Doctoral se han realizado una serie de trabajos de actualización de los límites de los acuíferos, descritos en el apartado 2.2.2.1. Dichos trabajos han derivado en una disminución de la superficie ocupada por los materiales pliocenos, fundamentalmente al norte de Aloha y oeste de San Pedro de Alcántara, que podría explicar la diferencia entre el área total estimada en la Tesis Doctoral y la presentada por DGOH-ITGE (1988).

Una vez calculadas las superficiales permeables de los acuíferos costeros de Marbella-Estepona se ha llevado a cabo una estimación de la recarga por infiltración del agua de lluvia en cada uno de ellos. Dicha recarga se ha evaluado a partir de distintos métodos y escalas temporales (mensual y diaria) con el objetivo de realizar un análisis comparativo.

4.7.2.1 Recarga por infiltración del agua de lluvia a partir del modelo RENATA

La Diputación de Alicante, en colaboración con el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), desarrolló la herramienta denominada RENATA (Recarga Natural a los Acuíferos) basada en el método de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948), para el cálculo de la lluvia útil, y en el número de curva (SCS, 1986), con objeto de obtener el volumen de escorrentía superficial y subterránea en función de dicha lluvia. Thornthwaite (1948) propuso la siguiente fórmula para determinar la evapotranspiración real y la lluvia útil en cada intervalo de tiempo (i).

$$P_i = ETR_i + LLU_i + \Delta R_i$$

Donde:

P_i = precipitación (mm)

ETR_i = evapotranspiración real (mm)

LLU_i = lluvia útil (mm)

ΔR_i = incremento de la reserva de agua en el suelo utilizable por las plantas (mm)

Dicho balance se realiza según las siguientes premisas:

- $ETR_i \leq ETP_i$
- La máxima cantidad de agua que puede almacenar el suelo se denomina capacidad de campo (CC), que depende fundamentalmente de su textura (arenosa, arcillosa, limosa, etc.) y espesor.
- Siempre que se disponga de agua (precipitación + humedad en el suelo), es prioritario cubrir las necesidades de ETR_i hasta el límite impuesto por la evapotranspiración potencial (ETP_i) y aumentar el agua almacenada en el horizonte edáfico hasta su capacidad de campo (CC).
- El excedente de agua, una vez satisfechas las demandas de ETP_i y CC, constituye la lluvia útil (LLU_i)

En el software RENATA se incluye una variante del método de Thornthwaite realizada por Girard *et al.* (1981). Esta modificación considera que el excedente de agua se almacena en el suelo de dos formas. Por un lado, si el agua almacenada en el periodo anterior (R_{i-1}) es inferior a un cierto valor R_{min} (cercano a 0), todo el exceso de precipitación ($EX_i = P_i - ETR_i$) se acumula en el suelo (Fig. 4.65). El valor de R_{min} suele aproximarse a 0 en ambientes mediterráneos sometidos a una intensa evapotranspiración durante los meses de menor pluviometría (estiaje).

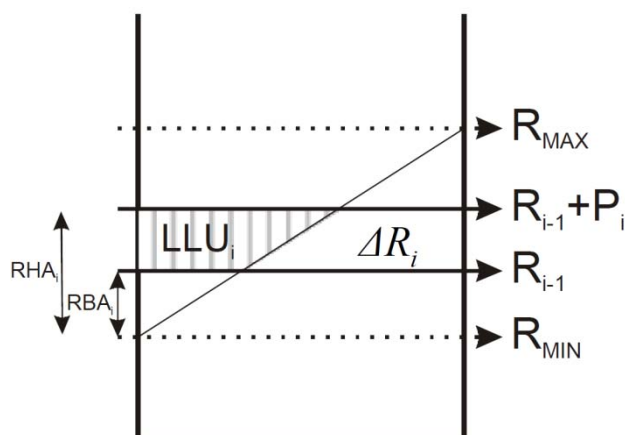


Figura 4.65. Esquema de producción de lluvia útil e incremento de la reserva de agua a partir de la precipitación (Padilla y Delgado, 2013). Nota: $RBA_i = \max(R_{min}, R_{i-1}) - R_{min}$, $RHA_i = \min((R_{i-1} + P_i), R_{max}) - R_{min}$, $\Delta R_i = \max(0, (RHA_i - RBA_i))$

Por otro lado, si R_{i-1} está comprendido entre R_{min} y un valor máximo de almacenamiento de agua en el suelo (R_{max}), equivalente a la capacidad de campo, el exceso de precipitación se destina a incrementar la reserva de agua en el suelo y a generar lluvia útil (LLU_i). Si R_{min} es igual a R_{max} el balance de agua del suelo se realiza según el método tradicional de Thornthwaite, el cual asume que no se genera lluvia útil hasta que se supera la capacidad de campo (R_{max}).

Para descomponer la lluvia útil en escorrentía (ESC_i) y en infiltración (INF_i) se utiliza el método del número de curva adaptado por Témez (1978). Dicho método parte de un valor umbral (P_0) a partir del cual se empieza a generar escorrentía superficial. El parámetro P_0 (umbral de escorrentía) depende de la litología, la pendiente del terreno y el tipo de vegetación dominante. Los valores de ESC_i y INF_i se obtienen mediante las siguientes expresiones:

$$ESC_i = \frac{(LLU_i - P_0)^2}{LLU_i + 4 P_0} \quad \text{si } LLU_i > P_0$$

$$ESC_i = 0 \quad \text{si } LLU_i \leq P_0$$

$$INF_i = LLU_i - ESC_i$$

Con el fin de evaluar la recarga por infiltración del agua de lluvia a los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona en condiciones “naturales” (previas al proceso de urbanización) se ha utilizado el modelo de tipo distribuido RENATA a escala mensual y se ha estimado dicha recarga durante el periodo 1951/52-1970/71. Al tratarse de la evaluación de la recarga durante un periodo poco influenciado por la urbanización y el turismo, se asume que la superficie permeable de los acuíferos equivale prácticamente a la total. Las estaciones pluviométricas que se han tenido en cuenta para sectorizar el área de estudio en función del gradiente pluviométrico han sido, de oeste a este: Estepona (0080), Padrón-Portezuela (0152), Benahavís (0035), Puerto del Madroño (0122), San Pedro de Alcántara (0169), Istán (0107), Marbella (0123), Ojén (0139) y Faro de Calaburras (0048).

En el programa RENATA se ha llevado a cabo la sectorización climática a partir de polígonos de Thiessen, por ser ésta la única opción disponible. Dicha sectorización ha permitido

distinguir 6 regiones climáticas, que se asignaron espacialmente a cada uno de los acuíferos según su localización (Fig. 4.66). La menor disponibilidad de datos de temperatura en la zona de estudio y en el intervalo temporal analizado (1951/52-1970/71) ha determinado la utilización de una única estación termométrica (Marbella, código 0123) para el cálculo de la evapotranspiración potencial mediante el método de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985). Dicha estación se ha utilizado en estudios previos de estimación de recursos hídricos como representativa de las características climáticas de la zona de estudio (Linares y Trenado, 1988).

La disminución de las precipitaciones de Oeste a Este puesta de manifiesto en el capítulo de hidrometeorología (véase apartado 2.1) se observa también en la figura 4.66, con una precipitación media anual ponderada de 842 mm. Los acuíferos que presentan mayor sectorización corresponden a los afloramientos pliocenos de Estepona (definidos por las estaciones pluviométricas de San Pedro de Alcántara, Benahavís, Padrón-Portezuela y Estepona) y Marbella Núcleo Sector - Oriental (estaciones de Marbella y Faro Calaburras).

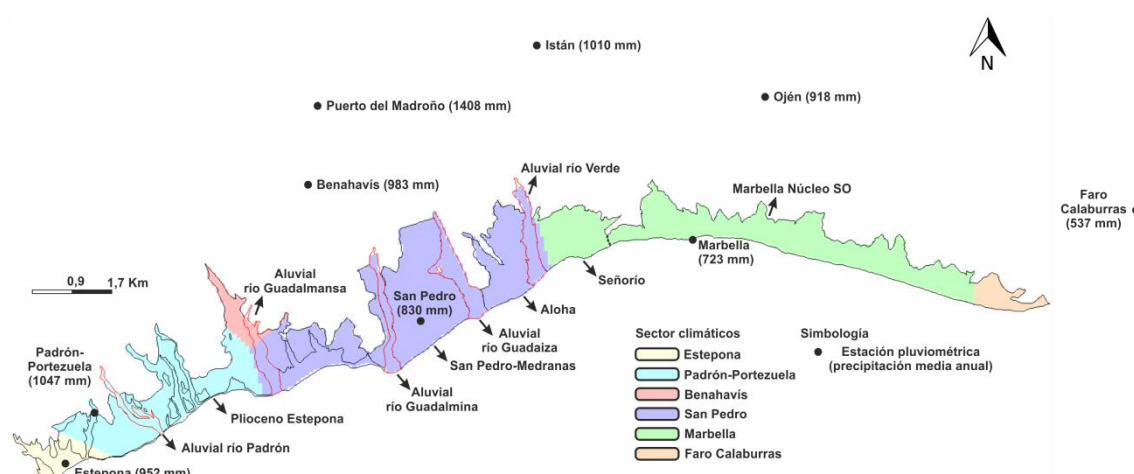


Figura 4.66. Sectores climáticos definidos en la aplicación RENATA para la estimación de la recarga natural a los acuíferos (periodo 1951/52 – 1970/71). Nota: los contornos rojos definen los acuíferos cuaternarios aluviales de mayor entidad

Una vez efectuada la regionalización climática se han realizado estimaciones de la recarga natural bajo dos hipótesis de partida, con capacidades de campo de 25 mm (A) y 50 mm (B) y umbrales de precipitación de 10 mm únicamente en los materiales pliocenos. Se asume que toda la lluvia útil generada sobre los acuíferos aluviales cuaternarios se traduce en recarga debido a su elevada permeabilidad. Además, la reducida extensión de dichos acuíferos implica que la mayor parte de su recarga no proceda de la infiltración del agua lluvia sino de la percolación de la escorrentía superficial que atraviesa sus afloramientos. El valor del umbral de precipitación seleccionado para los acuíferos pliocenos (10 mm) es característico de usos del suelo predominantemente agrícolas sobre los que se desarrollan suelos de textura franca a franco-arcillosa en pendientes mayores del 3% (Témez, 1978). En la tabla 4.16 se presenta un resumen de los resultados obtenidos. La tasa media de recarga por infiltración del agua de lluvia ha sido de 24%.

		Recarga ($\text{hm}^3/\text{año}$)		
		Hipótesis A (1)	Hipótesis B (2)	(2) / (1)
Plioceno	Estepona	6,06	4,87	80%
	San Pedro-Medranas	2,37	1,80	76%
	Aloha	1,25	0,94	76%
	Señorío	1,01	0,77	76%
	Marbella Núcleo SO	3,50	2,61	74%
	Total Plioceno	14,2	11,0	76%
Cuaternario	Aluvial río Padrón	0,22	0,18	84%
	Aluvial río Guadalmanza	0,30	0,23	78%
	Aluvial río Guadalmina	0,33	0,24	74%
	Aluvial río Guadaiza	0,53	0,40	75%
	Aluvial río Verde	0,39	0,29	74%
	Total Cuaternario	1,8	1,3	77%
Total		16,0	12,3	77%
Recarga/Precipitación		27%	21%	

Tabla 4.16. Recarga por infiltración del agua de lluvia estimada en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona mediante el software RENATA. Nota: hipótesis A = capacidad de campo 25 mm, hipótesis B = capacidad de campo 50 mm. En ambas hipótesis se considera un umbral de precipitación 10 mm en los acuíferos pliocenos

Debido a la mayor superficie de afloramientos pliocenos, la recarga por infiltración del agua de lluvia supone su principal fuente natural de alimentación. La disminución de los recursos medios anuales, como resultado del aumento de la capacidad de campo (hipótesis B), es menos significativa en los acuíferos situados en el extremo occidental de la zona de estudio (plioceno de Estepona y aluviales de los ríos Padrón y Guadalmanza), donde la precipitación media anual es superior (Fig. 4.66). De las dos hipótesis planteadas se asume como más realista la que plantea una capacidad de campo de 50 mm debido al desarrollo edáfico propio de ambientes costeros de baja pendiente sometidos a un clima templado subhúmedo.

La recarga media por infiltración del agua de lluvia a partir del modelo distribuido RENATA ha sido de $14,2 \text{ hm}^3/\text{año}$, superior al valor estimado en los balances hídricos previos de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona (Tabla 4.16). Si se aplicara un coeficiente de infiltración similar al empleado en los balances hídricos previos, en torno al 18%, se obtendría un valor de recarga medio anual de $10,8 \text{ hm}^3/\text{año}$ para una precipitación media anual de 842 mm y una superficie de 71 km^2 . Con la aplicación de las tasas de recarga utilizadas en el informe del IGME del año 1984 (13 – 23%) se obtienen prácticamente los mismos valores de recarga por infiltración del agua de lluvia, $7,7 - 13,7 \text{ hm}^3/\text{año}$ frente a $8 - 14 \text{ hm}^3/\text{año}$ (IGME, 1984a). En dicho informe se usa un valor de precipitación media anual de 750 mm y un área de estudio de 80 km^2 . Si a este dato se aplica una tasa media de recarga de 24% (calculada en el presente apartado) resultaría en un valor medio de infiltración de $14,4 \text{ hm}^3/\text{año}$, muy similar al obtenido con el software RENATA. En cierto modo, la menor superficie de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona considerada en la presente Tesis Doctoral (71 km^2) se ve compensada, durante el periodo analizado (1951/52 – 1970/71), por una mayor precipitación media anual, ya que los coeficientes de infiltración son del mismo orden de magnitud.

La principal limitación del valor estimado reside en dos aspectos: por un lado, en la representatividad del periodo analizado (1951/52-1970/71), cuya precipitación media anual ponderada (842 mm) es superior a la del periodo histórico (1951/52-2013/14), con un valor de

750 mm. Por otro lado, la escala temporal de trabajo (mensual) tiende a subestimar los valores de recarga (Stewart y Howell, 2003; Dripss y Bradbury, 2007; Martos-Rosillo, 2008). Rushton y Ward (1979) mostraron que los balances mensuales de agua en el suelo tendían a subestimar los valores de recarga en un 25% y que dicha subestimación aumentaba con el paso de tiempo. Por lo tanto, la realización de balances de agua diarios es necesaria para obtener valores precisos de recarga a los acuíferos (Dripss y Bradbury, 2007).

En los siguientes apartados se realiza una estimación diaria de la recarga por infiltración del agua lluvia a los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona, que se complementa con un análisis detallado de las principales variables que condicionan su cálculo, como son la evapotranspiración potencial (apartado 4.7.2.2.1) y los valores de almacenamiento de agua en el suelo (apartado 4.7.2.2.2).

4.7.2.2 Recarga por infiltración del agua de lluvia a partir del programa TRASERO

Con anterioridad al cálculo de la recarga a los acuíferos se han realizado un análisis comparativo de diferentes métodos de estimación de la evapotranspiración potencial, debido a su influencia en el cálculo de la recarga. Además, se ha evaluado la representatividad de las series de temperatura de los sectores occidental y oriental de la zona de estudio. Por lo que respecta a la estimación de los valores de capacidad de campo, se han utilizado los perfiles edáficos realizados en el marco del proyecto LUCDEME (LUCDEME, 1995, 1996) para calcular un rango real de valores de capacidad de almacenamiento de agua en el suelo.

4.7.2.2.1 Cálculo de la evapotranspiración potencial (ETP)

La importancia de una evaluación precisa de los valores de evapotranspiración se debe a que dicha componente puede llegar a superar el 80% de la precipitación en regiones mediterráneas (Pilgrim *et al.*, 1988; Domingo *et al.*, 2001). En la mayoría de los balances hídricos realizados hasta la fecha no se lleva a cabo una estimación directa de los valores de evapotranspiración para el cálculo de la recarga por infiltración del agua de lluvia, ya que se suele aplicar un coeficiente de infiltración que tiene en cuenta indirectamente las pérdidas por ETR. En el modelo SIMPA (Ruiz-García, 1999) los valores de ETP calculados a partir del método de Thornthwaite se multiplican por un factor corrector con el fin de adaptar dicho método a la ecuación de referencia de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998).

Existen aproximadamente 50 métodos o modelos disponibles para estimar la ETP (Lu *et al.*, 2005) pero algunos de ellos proporcionan valores incoherentes debido a las diferentes formulaciones matemáticas (excesiva simplificación en algunos casos) que presentan y a la detallada información de partida que requieren. Además, ciertos modelos fueron desarrollados para regiones climáticas concretas (Grismer *et al.*, 2002) y su aplicación en otros contextos es limitada. Algunos estudios realizados a distintas escalas de trabajo sugieren que el cálculo de la ETP mediante diferentes métodos en una misma estación

meteorológica proporcionan resultados diversos (Crago y Brutsaert, 1992; Amatya *et al.*, 1995; Federer *et al.*, 1996), que pueden influir en la eficiencia de los modelos lluvia-escurrentía (Vörösmarty *et al.*, 1998).

Según Lu *et al.* (2005), la ETP es una variable difícil de estimar con exactitud y su correcta determinación es esencial a la hora de llevar a cabo balances de agua en el suelo. Los métodos de evaluación de ETP utilizados en dicho trabajo se aplicaron a 39 cuencas hidrográficas del sureste de USA, con un rango altitudinal de 2400 m. Se utilizaron un total de 6 métodos para calcular la ETP, de los cuales 3 estaban basados en series de temperatura (Thornthwaite, 1948; Hamon, 1963; Hargreaves y Samani, 1985) y otros tantos en datos de radiación solar (Makkink, 1957; Turc, 1961; Priestley-Taylor, 1972). Dichos métodos permitieron obtener resultados heterogéneos, con diferencias en los valores de ETP cercanas a los 500 mm/año. Los valores máximos y mínimos de ETP se estimaron con los métodos de Thornthwaite y Hargreaves-Samani, respectivamente (Fig. 4.67).

La Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO) propuso el método FAO-56 Penman-Monteith (FAO56PM) (Allen *et al.*, 1998) como el procedimiento estándar de estimación de la ETP. Además, recomendaba la evaluación y calibración de otros métodos mediante su comparación con el modelo FAO56PM. Varios trabajos realizados en España indican que las estimaciones obtenidas con dicho método son muy similares a los valores medidos de ETR mediante lisímetros (Gavilán y Berengena, 2000; Lecina *et al.*, 2003; Berengena y Gavilán, 2005; López-Urrea *et al.*, 2006).

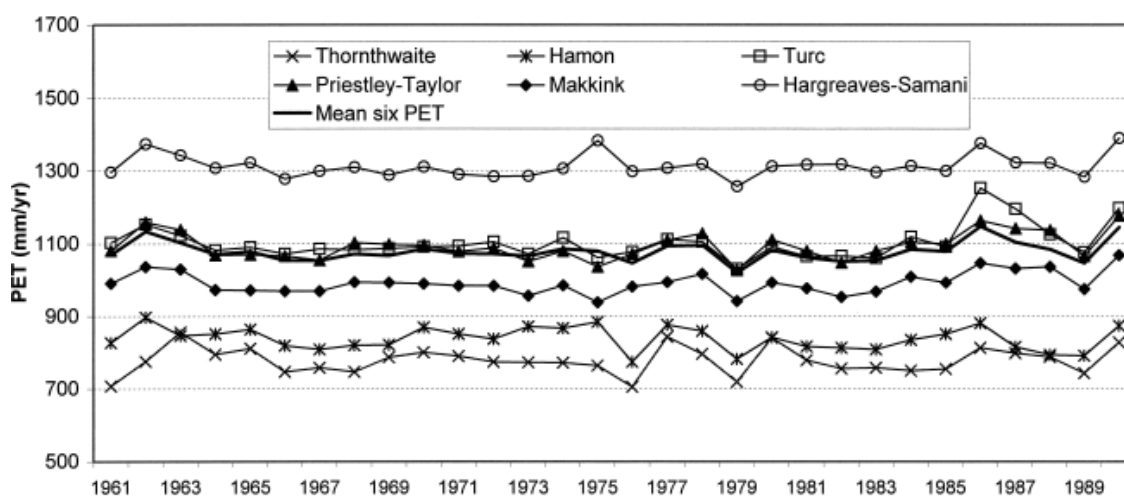


Figura 4.67. Comparación de los valores medios anuales de ETP (PET, por sus siglas en inglés) estimados mediante 7 métodos en 39 cuencas hidrográficas del sureste de los Estados Unidos. Tomado de Lu *et al.* (2005)

La ecuación de Penman-Monteith ha proporcionado resultados precisos en todo el mundo (Jensen *et al.*, 1990; Allen *et al.*, 1998), debido a que tiene en cuenta la mayoría de procesos físicos que intervienen en el proceso de evapotranspiración. Sin embargo, su aplicación requiere de medidas diarias de temperatura del aire, humedad relativa, radiación solar y velocidad del viento, información que no siempre está disponible (Jabloun y Sahli, 2008). La mayoría de estaciones meteorológicas miden la temperatura del aire, pero las restantes variables son medidas en un escaso número de instalaciones y, en ocasiones, dichos registros no

son del todo fiables (Droogers y Allen, 2002). Para más información acerca de la formulación matemática se puede consultar Allen *et al.* (1998).

Allen *et al.* (1998) propuso el método de Hargreaves para la estimación de la ETP cuando únicamente se dispone de datos de temperatura del aire, debido a su mayor correlación con el método FAO56PM. La ecuación de Hargreaves se ha empleado en multitud de contextos climáticos con resultados aceptables en la mayoría de los casos. Sepaskhah y Razzaghi (2009) realizaron un análisis comparativo entre los valores ETP calculados a partir de lisímetros y mediante los métodos de Thornthwaite y Hargreaves, en una región semiárida, y obtuvieron mayores coeficientes de correlación entre la ecuación de Hargreaves y los resultados obtenidos mediante lisímetros. Jensen *et al.* (1997) compararon las estimaciones de ETP realizadas con los métodos de Hargreaves y Penman-Monteith y concluyeron que las diferencias observadas entre los valores de ETP simulados por ambos modelos eran del mismo orden de magnitud que las incertidumbres relacionadas con las variables involucradas en el cálculo de la ETP mediante FAO56PM. López-Urrea *et al.* (2006) compararon los valores de ETP obtenidos a partir de 7 métodos empíricos con datos reales medidos en un lisímetro durante el periodo 2000-2002. La ecuación de Hargreaves permitió obtener la segunda mejor correlación con respecto a la información lisimétrica, después del valor estimado mediante el método de referencia de Penman-Monteith.

La elevada variabilidad en la estimación de los valores de ETP a partir de diferentes métodos aconseja realizar una calibración del método de cálculo a emplear, en función de las características climáticas de la zona de estudio. El ajuste de los coeficientes que caracterizan cada una de las ecuaciones empíricas de estimación de la ETP se puede llevar a cabo mediante dos técnicas:

1. Comparación con medidas reales obtenidas en lisímetros de referencia (Jensen *et al.*, 1997; Martínez-Cob y Tejero-Juste, 2004; López-Urrea *et al.*, 2006). Al no contar con instalaciones lisimétricas en la zona de estudio se descartó dicha opción.

2. Comparación de los datos estimados por distintos métodos empíricos con los obtenidos mediante la ecuación de FAO56PM en la misma estación meteorológica (Itenfisu *et al.*, 2003; Martínez-Cob y Tejero-Juste, 2004; Gavilán *et al.*, 2006; Jabloun y Sahli, 2008; Sentelhas *et al.*, 2010; Espadafor *et al.*, 2011). Esta técnica es la que se ha empleado para corregir las estimaciones obtenidas con la ecuación de Hargreaves y adaptar sus coeficientes a las características climáticas de la zona de estudio, ya que dicha ecuación tiende a subestimar los valores de ETP calculados con el método de Penman-Monteith, sobre todo en condiciones de viento fuerte (velocidades superiores a 3 m/s) (Allen *et al.*, 1998).

El método de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985) requiere datos de temperatura del aire y de radiación solar (R_s), que se estima a partir de la radiación solar extraterrestre (R_a). Dicha radiación está basada en variables que dependen directamente de la localización geográfica de la estación meteorológica (latitud) y del día del mes. El método se puede aplicar en cualquier estación de medida con registros de temperatura mínima y máxima. La ecuación de Hargreaves es la siguiente:

$$ETP_{HARG} = 0,0135 \cdot K_T \cdot R_a \cdot (TD)^{0,5} \cdot (T_{med} + 17,8)$$

Donde:

K_T = coeficiente empírico de Hargreaves que varía entre 0,162 y 0,19 para zonas interiores y costeras, respectivamente

R_a = radiación extraterrestre (mm/día)

TD = diferencia entre las temperaturas máximas y mínimas

T_{med} = temperatura media diaria ($^{\circ}C$)

La diferencia entre la temperatura máxima y mínima del aire se relaciona con el grado de nubosidad en una localidad. Condiciones despejadas determinan altas temperaturas durante el día (T_{max}) porque la atmósfera es más transparente a la radiación solar entrante. En estas mismas condiciones se alcanzan bajas temperaturas durante la noche (T_{min}) porque una menor cantidad de radiación saliente de onda larga (la emitida por la superficie terrestre) es absorbida por la atmósfera (Fig. 4.68). Por otro lado, en días nublados, el valor de T_{max} es relativamente más pequeño porque una parte significativa de la radiación solar entrante nunca alcanza la superficie de la tierra, ya que es absorbida y reflejada por las nubes. Del mismo modo, T_{min} será relativamente más alta porque la nubosidad actúa de capa protectora y disminuye la radiación saliente de onda larga.

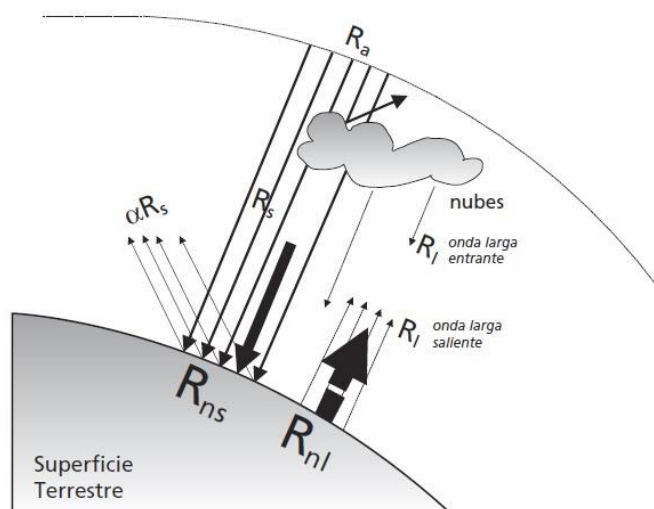


Figura 4.68. Diagrama conceptual de los tipos de radiación solar que tienen lugar en la atmósfera terrestre. Nota: R_{ns} = radiación neta solar, α = albedo, R_s = radiación solar o de onda corta, R_a = radiación extraterrestre, R_{nl} = radiación neta de onda larga. Tomado de Allen et al. (1998)

Por lo tanto, la diferencia entre la temperatura máxima y mínima del aire se puede utilizar como indicador de la fracción de radiación extraterrestre (R_a) que alcanza la superficie de la tierra. Samani (2000) recomendaba realizar una corrección del coeficiente de Hargreaves (K_T), debido a la existencia de otros factores que pudieran modificar la diferencia entre las temperaturas máximas y mínimas registradas, tales como, la latitud, la elevación, la topografía, los tipos de tormenta, los patrones de viento o la proximidad a una masa de agua de grandes dimensiones. El tratamiento de series mensuales de temperatura en 65 estaciones meteorológicas repartidas homogéneamente por los Estados Unidos, condujo a la siguiente

expresión (Fig. 4.69) entre el rango medio de temperaturas (TD) y el coeficiente de Hargreaves (K_T) (Samani, 2000):

$$K_T = 0,00185 \cdot TD - 0,0433 \cdot TD + 0,4023; R^2 = 0,7$$

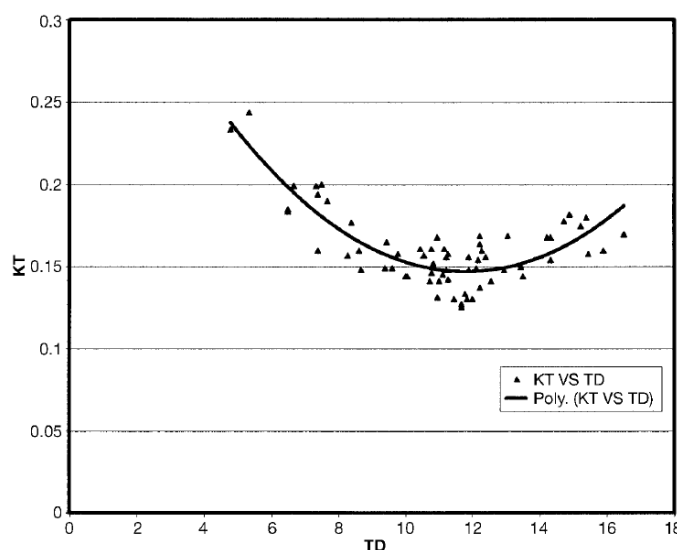


Figura 4.69. Relación entre el coeficiente empírico de Hargreaves (K_T) y el rango medio de temperaturas (TD). Tomado de Samani (2000)

En la figura 4.69 se observa que a medida que decrece el rango de temperaturas, el coeficiente de Hargreaves (K_T) varía desde 0,13 a 0,24, una variación próxima al 85%. En las estaciones termométricas de Marbella (0123), Estepona - IFAPA (RIA2904) y Estepona Fitosanitaria (RAIFMA001) la diferencia media entre las temperaturas máximas y mínimas (TD) fue de 9,0; 8,7 y 10,7 °C, respectivamente. Dichos valores corresponden a coeficientes de Hargreaves de 0,16; 0,17 y 0,15, todos ellos inferiores al valor estándar propuesto por Hargreaves (1994) para regiones costeras (0,19).

En lo referente al cálculo de la evapotranspiración de referencia por el método de Penman-Monteith, se han utilizado los datos meteorológicos de las estaciones automáticas de Estepona - IFAPA y Estepona Fitosanitaria que cuentan con registros diarios de temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento y radiación solar. Ambas estaciones se encuentran a 8,8 km de distancia entre sí, en el extremo occidental del municipio de Estepona, con valores de temperatura media diaria de 18,2 y 18 °C, respectivamente. En la figura 4.70 se observa que los valores diarios de ETP calculados a partir del método estándar de Penman-Monteith (FAO56PM) en las dos estaciones difieren significativamente (pendiente = 1,23), si bien muestran una elevada correlación ($R^2 = 0,88$). Se ha llevado a cabo un análisis estadístico descriptivo de las variables que intervienen en el cálculo de la ETP por el método de FAO56PM (temperatura media, humedad relativa media, radiación solar y velocidad del viento) para cada una de las estaciones meteorológicas (Tabla 4.17), con el objetivo de determinar su influencia en los distintos valores estimados de ETP.

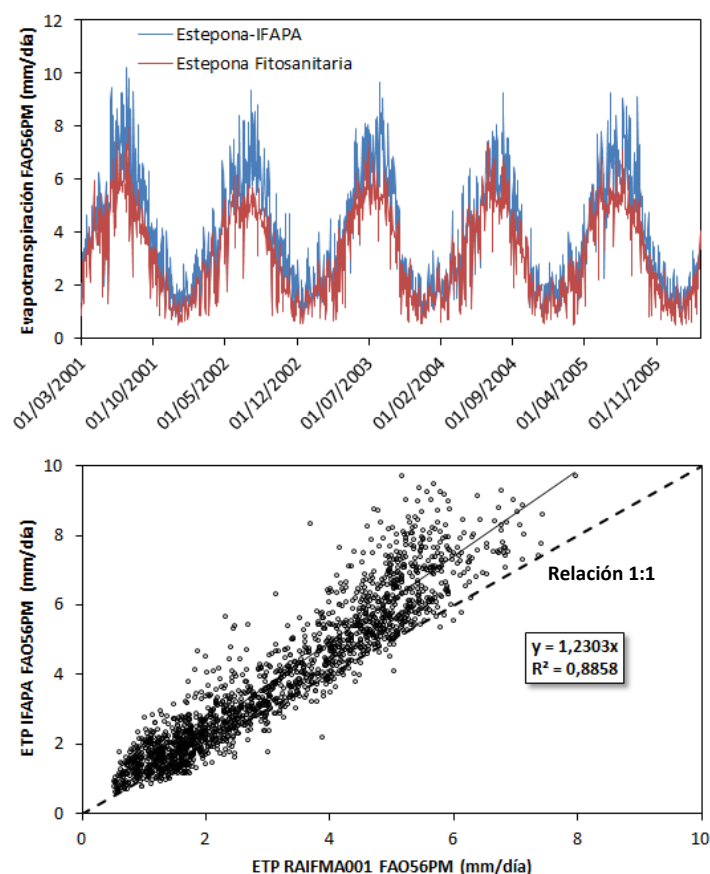


Figura 4.70. Evolución de los valores de ETP estimados a partir de la ecuación de Penman-Monteith (FAO56PM) y regresión lineal simple entre las estaciones meteorológicas de Estepona-IFAPA y Estepona Fitosanitaria

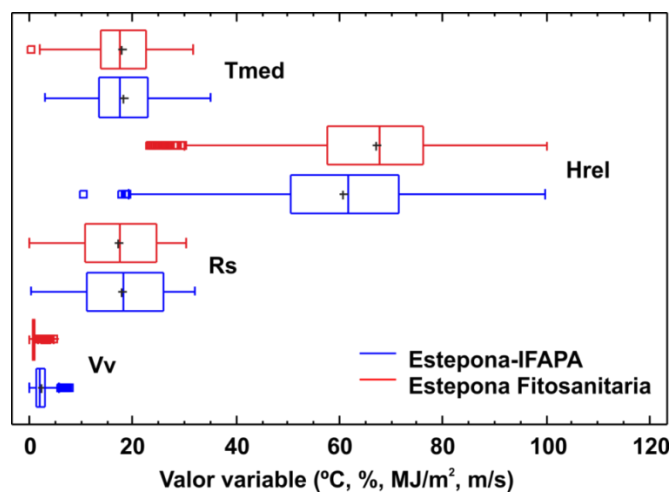


Figura 4.71. Análisis estadístico descriptivo de las variables involucradas en el cálculo de la ETP por el método de Penman-Monteith (FAO56PM). Nota: Tmed (°C) = temperatura media, Hrel (%) = humedad relativa media, Rs (MJ/m²) = radiación solar, Vv (m/s) = velocidad del viento

Estaciones	Media	Desv.	v	Mínimo	Máximo
Fitosanitaria - Tmed	18,0	5,2	29,0%	-1,5	31,5
IFAPA - Tmed	18,2	5,5	30,1%	3,0	34,9
Fitosanitaria - Hrel	67,0	13,3	19,9%	23,1	100,0
IFAPA - Hrel	60,7	14,6	24,1%	10,4	99,8
Fitosanitaria - Rs	17,1	7,9	45,9%	0,1	30,4
IFAPA - Rs	18,0	8,5	47,2%	0,2	32,0
Fitosanitaria - Vv	0,9	0,4	48,9%	0,0	4,6
IFAPA - Vv	2,3	1,2	53,3%	0,0	7,8

Tabla 4.17. Resumen estadístico de las variables utilizadas en el cálculo de la ETP por Penman-Monteith. Nota: Desv = desviación típica, v = coeficiente de variación

La variable que podría explicar las diferencias observadas en las estimaciones de ETP es la velocidad del viento (V_v), con valores medios de 2,3 y 0,9 m/s en las estaciones automáticas de Estepona – IFAPA (RIA2904) y Estepona Fitosanitaria (RAIFMA001), respectivamente. El resto de variables presentan valores muy similares, a excepción de la humedad relativa media (Hrel), con un coeficiente de variación mayor en la estación de Estepona - IFAPA. Por lo general, vientos suaves (≤ 1 m/s) se asocian a humedades relativas más elevadas (Allen *et al.*, 1998), lo cual se observa en las series de datos analizadas. En la figura 4.72 se presenta la distribución de los valores de velocidad del viento con mayor nivel de detalle. En ella se aprecian claramente las diferencias existentes entre las estaciones meteorológicas de Estepona - IFAPA y Estepona Fitosanitaria.

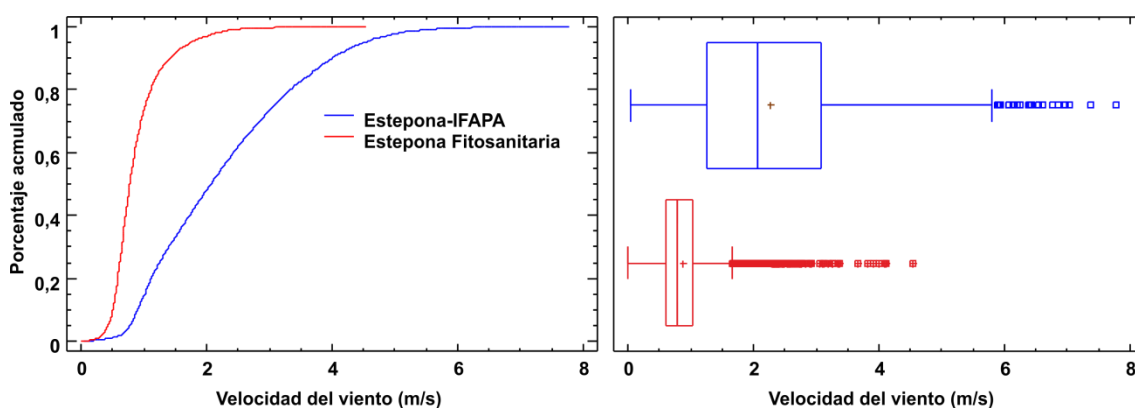


Figura 4.72. Gráficos de cajas y bigotes y de frecuencias acumuladas de la velocidad del viento (V_v) en las estaciones meteorológicas de Estepona - IFAPA y Estepona Fitosanitaria

Dada la mayor cercanía de la estación meteorológica Estepona Fitosanitaria a los afloramientos permeables de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona, se asume que dicha estación es más representativa del clima de la zona de estudio que la de Estepona-IFAPA, al encontrarse ésta, además, a mayor altitud (189 m s.n.m.) y distancia de la costa (4,4 km).

La calibración del método de Hargreaves se ha realizado, en primer lugar, para la estación de Estepona Fitosanitaria a partir del ajuste propuesto por Samani (2000) para evaluar su aplicabilidad a la zona de estudio mediante la comparación de los valores de ETP estimados mediante dicho método y el de Penman-Monteith (FAO56PM).

Además de ajustar la ecuación de Hargreaves a las características climáticas de la zona de estudio y validar el método de Samani (2000), se ha realizado un análisis comparativo de las estimaciones de ETP obtenidas por diferentes métodos: Hargreaves sin calibrar, Hargreaves calibrado, Thornthwaite, Blaney-Criddle y Oudin. Para más información acerca de las ecuaciones empleadas en el cálculo de la ETP por los métodos de Thornthwaite y Blaney-Criddle, se recomienda consultar Thornthwaite (1948) y Blaney y Criddle (1950).

Especial mención merece el análisis recogido en Oudin *et al.* (2005) en el que se realizó un estudio detallado del impacto en la eficiencia de 4 modelos lluvia-escurrentía (GR4J, HBV, IHACRES y TOPMODEL) en función del método de estimación de la evapotranspiración potencial. Dichos autores utilizaron 27 modelos de estimación de ETP en un total de 308 cuencas hidrográficas localizadas en Francia, Australia y Estados Unidos. La ecuación propuesta para el cálculo de la ETP se basa únicamente en datos diarios de temperatura media (T_{med}) y radiación solar extraterrestre (R_a).

$$ETP_{\text{OUDIN}} = 0,408 \cdot R_a \cdot ((T_{med} + 5) / 100)$$

El coeficiente 0,408 es un factor de conversión de los valores de radiación solar, para pasar de MJ/m²/día a mm/día. En la figura 4.73 se presentan las rectas de regresión lineal simple entre los valores diarios de ETP estimados por distintos métodos y el modelo estándar de referencia (Penman-Monteith). Los coeficientes de determinación (R^2) obtenidos entre los métodos de Thornthwaite, Hargreaves, Blaney-Criddle y Oudin y el método de referencia Penman-Monteith (FAO56PM) han sido de 0,76; 0,90; 0,74 y 0,84. El método de Oudin, a pesar de su simplicidad, obtuvo un mejor ajuste que los modelos de Thornthwaite y Blaney-Criddle. La pendiente de la recta de regresión Hargreaves – Penman-Monteith pasó de 1,27 a 1 al utilizar el coeficiente de Hargreaves (K_T) modificado a partir de la metodología de Samani (2000), lo cual podría validar la aplicación de dicha metodología en la zona de estudio.

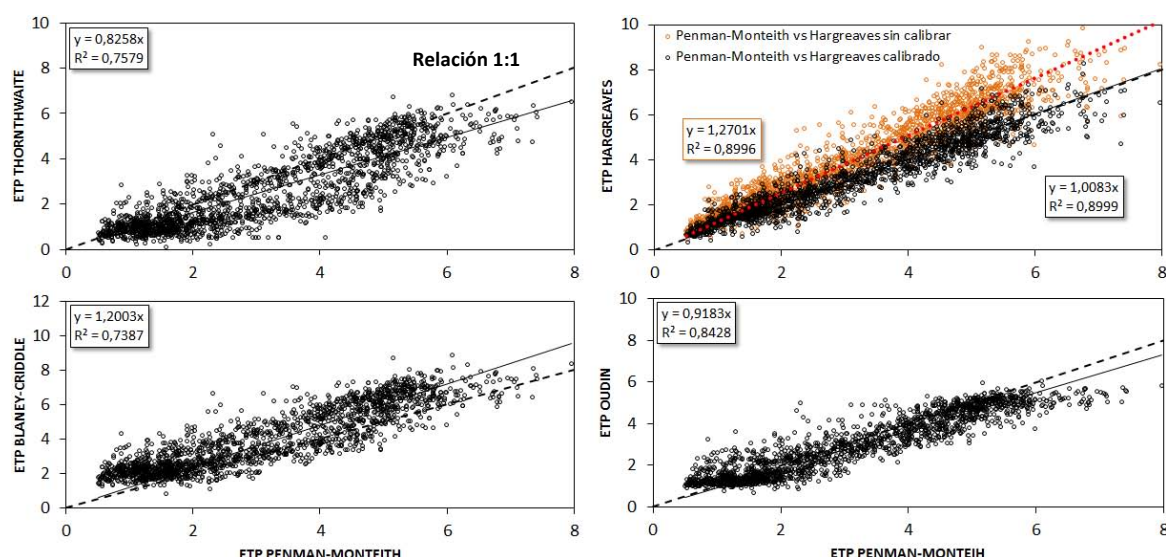


Figura 4.73. Correlación entre los valores diarios de ETP estimados (mm) mediante Thornthwaite, Hargreaves, Blaney-Criddle y Oudin y el método de referencia Penman-Monteith (FAO56PM). Nota: los coeficientes de Hargreaves (K_T) utilizados en el método sin calibrar y calibrado han sido de 0,19 y 0,15, respectivamente

4. HIDROGEOLOGÍA

Los valores medios anuales de ETP (periodo 2000-2006) en la estación de Estepona Fitosanitaria fueron de 1176 y 1146 mm para los métodos Hargreaves calibrado y Penman-Monteith (FAO56PM), respectivamente.

Una vez calibrada la ecuación de Hargreaves en la estación meteorológica de Estepona Fitosanitaria (RAIFMA001), se estimó la ETP por el mismo método en la de Marbella (0123), en la cual se asumió la existencia de unas condiciones similares en cuanto a humedad relativa, velocidad del viento y radiación solar. El objetivo fue evaluar la representatividad espacial de dicha estación para el cálculo de los balances de agua en el suelo en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona.

Con el fin de llevar a cabo una comparación más precisa de los valores de ETP estimados en las estaciones RAIFMA001 y 0123, se han completado las lagunas de datos de temperatura máxima y mínima diaria a partir del método de las medias periódicas. Los valores faltantes se completaron con la media aritmética correspondiente al mismo día y mes de cada año. Este método de completado se recomienda para series climatológicas que tengan cierta periodicidad, como es el caso de las series de temperatura.

Una vez realizado el tratamiento de las series de temperatura se llevó a cabo una comparación (periodo 2000-2013) de los valores mensuales de ETP estimados por el método calibrado de Hargreaves en ambas estaciones (Fig. 4.74).

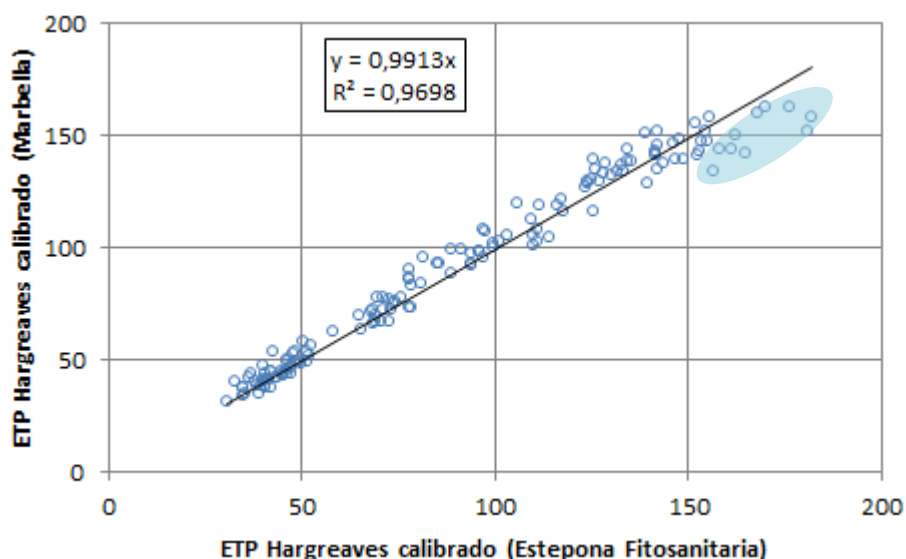


Figura 4.74. Correlación entre los valores mensuales de ETP estimados (mm) mediante el método calibrado de Hargreaves

De la figura 4.74 se deduce un excelente grado de ajuste entre los valores estimados de ETP en las estaciones meteorológicas de Estepona Fitosanitaria (RAIFMA001) y Marbella (0123), con una pendiente de la recta prácticamente igual a 1. Se realizó un análisis de regresión lineal a paso de tiempo diario, con el que se obtuvo una pendiente cercana a 1 (0,98) y un coeficiente de determinación (R^2) de 0,88.

En varios meses de verano los valores de ETP estimados en la estación de Estepona Fitosanitaria son mayores a los calculados en la de Marbella. Esto podría deberse a cambios en las condiciones meteorológicas dominantes en cada estación, especialmente en la velocidad del

viento. Finalmente, se ha optado por utilizar la serie de temperatura de la estación de Marbella como representativa de toda el área de estudio en términos de evapotranspiración potencial, debido a que presenta valores similares de ETP respecto a la de Estepona Fitosanitaria y un periodo de datos de mayor longitud (1979-2013).

4.7.2.2.2 La capacidad de almacenamiento de agua en el suelo

Dada la importancia que tiene el valor de capacidad de campo en la estimación de la recarga a los acuíferos, se ha realizado un análisis exhaustivo de la información edafológica existente en la zona de estudio con el fin de validar el valor inicial propuesto de 50 mm en el cálculo de la recarga a paso de tiempo mensual. A partir de los mapas de suelo del proyecto LUCDEME (1995, 1996), que presenta información sobre las texturas de los diferentes tipos de suelo (porcentajes de arenas, limos y arcillas) y el contenido de humedad referido a presiones de 33 kPa (capacidad de campo) y 1500 kPa (punto de marchitez permanente), entre otras variables. En la figura 4.75 se muestra su ubicación en la zona de estudio.

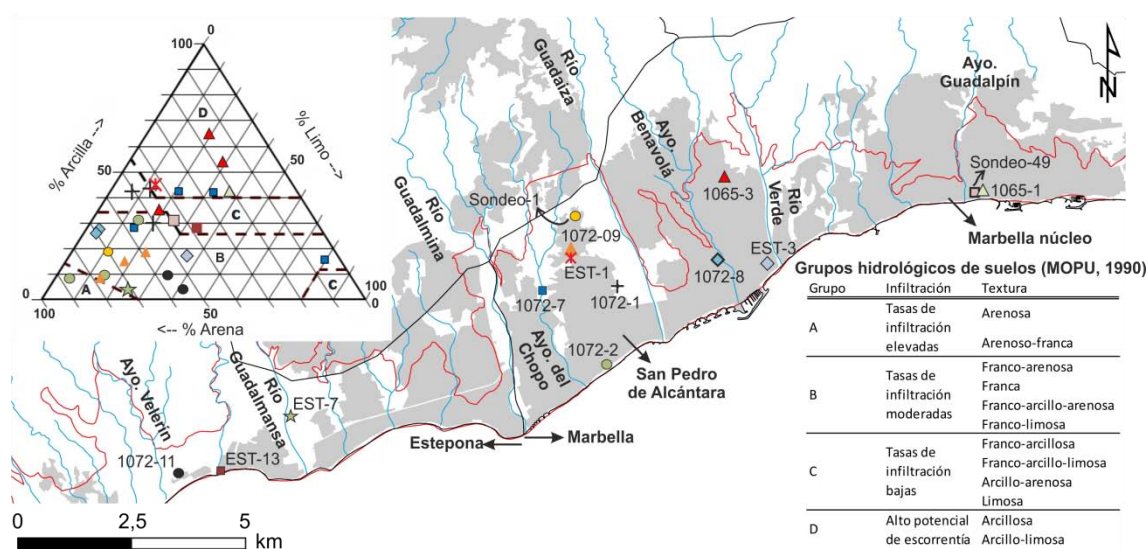


Figura 4.75. Ubicación de los perfiles edáficos (1072/65 – x) y sondeos en la capa arable del proyecto LUCDEME, análisis texturales de los horizonte edáficos y grupos hidrológicos de suelos en función de su capacidad de infiltración

Dentro de los límites de los acuíferos costeros de Marbella-Estepona se han recopilado 8 perfiles edáficos y 6 sondeos realizados en la capa arable, la mayoría concentrados en el término municipal de Marbella. Se observa que la mayoría de los horizontes edáficos presentan texturas de franco-arenosas a franco-limosas y capacidades de infiltración de altas a moderadas (grupos A y B en la figura 4.75). Aun así, existe cierta variabilidad espacial en la granulometría de los suelos, como se pone de manifiesto en la dispersión de las muestras en las clases texturales del diagrama ternario. Esto se debe a la heterogeneidad litológica característica de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona, que determina, en gran medida, las propiedades de los suelos que sobre ellos se desarrollan.

La estimación de parámetros físicos e hidráulicos del suelo, tales como, la densidad aparente (DA), la capacidad de retención de agua (CRAS), la capacidad de campo (CC) y el punto

de marchitez permanente (PMP) se ha basado en las ecuaciones de Henin *et al.* (1972) y Santos-Francés (1979), que fueron utilizadas como fórmulas de referencia en el proyecto LUCDEME y en Sierra (2001):

$$DA \text{ (g/cm}^3\text{)} = 1,5456 + (0,0015 * \% \text{ Arena}) - (0,0022 * \% \text{ Arcilla}) - (0,1219 * \% \text{ Carbono orgánico})$$

$$CRAS \text{ (mm)} = CC \text{ (\%)} - PMP \text{ (\%)} * DA * \text{Profundidad del suelo (dm)} * (1 - \% \text{ Gravas}/100)$$

Se ha añadido un factor corrector a la ecuación de CRAS en función del porcentaje de partículas mayores de 2 mm (gravas), debido a la reducción que experimenta la capacidad de retención de agua en suelos de elevada pedregosidad (Cousin *et al.*, 2003), a partir de la ecuación propuesta por Vanderlinden *et al.* (2003).

El valor típicamente utilizado como capacidad de campo (CC) en el balance de agua en el suelo descrito por Thornthwaite y Matter (1957) corresponde conceptualmente a la capacidad de retención de agua en el suelo (CRAS), denominada en inglés “*available water capacity (AWC)*”. Dicha capacidad se refiere a la cantidad de agua almacenada en el suelo utilizable por las plantas y es equivalente a la diferencia entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente (Allen *et al.*, 1998). Cualquier cantidad de agua que exceda la capacidad de campo se convierte directamente en recarga si el material es permeable.

La capacidad de retención de agua en el suelo (CRAS) aumenta a medida que lo hace el contenido en limos y arcillas, desde texturas arenosas hasta franco-limosas y franco-arcillo-limosas (Fig. 4.76). Los suelos con un alto porcentaje de arenas medias y gruesas tienen menor capacidad de campo (a igual profundidad) que otros con texturas más finas, debido a las mayores pérdidas de agua gravífica. Sin embargo, las mayores capacidades de retención de agua se obtienen en suelos bien estructurados con texturas intermedias (francas, franco-limosas y franco-arcillo-limosas), debido a la estabilización de los valores de capacidad de campo y al aumento continuado del punto de marchitez permanente en suelos limosos y arcillosos.

En la tabla 4.18 se presentan valores orientativos de CRAS y densidad aparente para diferentes clases texturales de suelo. La principal limitación de dichos valores es que no reflejan la disminución en la capacidad de retención de agua en suelos con altos porcentajes de limos y arcillas, como se observa en la figura 4.76. Sin embargo, pueden servir de comparación con los obtenidos analíticamente en los perfiles de suelo y sondeos de la capa arable del LUCDEME.

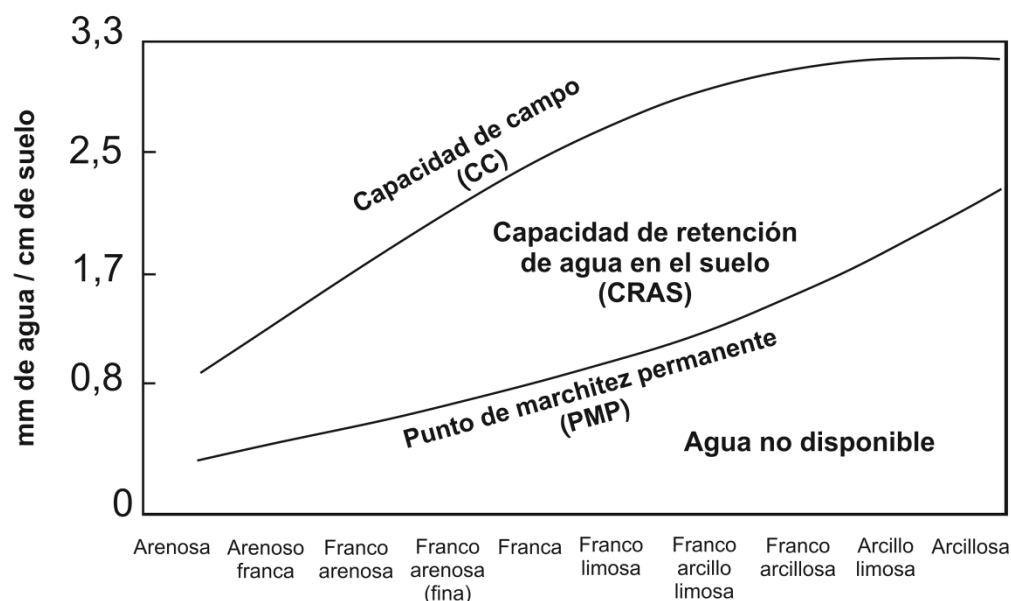


Figura 4.76. Relación existente entre el contenido en humedad de un suelo y su textura. Modificado de Barker et al. (2005)

Grupo	Textura del suelo	CRAS * (mm/cm)	Densidad aparente** (g/cm ³)	% horizontes edáficos
A	Arenosa	1,0	1,47	0%
A	Arenoso-franca	1,2	1,7	4%
B	Franco-arenosa	1,3	1,37	30%
B	Franca	1,8	1,68	4%
B	Franco-limosa	2,0	1,39	4%
B	Franco-arcillo-arenosa	2,3	1,13	19%
C	Limosa	2,1	1,39	0%
C	Franco-arcillo-limosa	2,4	1,2	0%
C	Franco-arcillosa	2,5	1,49	7%
C	Arcillo-arenosa	2,7	1,64	7%
D	Arcillo-limosa	2,8	1,06	0%
D	Arcillosa	3,0	1,47	26%

Tabla 4.18. Valores orientativos de la capacidad de retención de agua en el suelo (CRAS). Modificado de Dripps (2003)* y De la Rosa (1984)**

Un inconveniente a la hora de estimar los diferentes parámetros hidrológicos del suelo (CRAS, CC y PMP) ha residido en las unidades del contenido en humedad de los perfiles y sondeos analizados. Dichas unidades son gravimétricas mientras que las empleadas en la estimación de los parámetros relacionados con el almacenamiento de agua en el suelo se refieren a porcentajes en volumen. La conversión se ha realizado multiplicando los porcentajes gravimétricos por la densidad aparente del suelo (DA). Se ha optado por utilizar la función de edafotransferencia descrita por Santos-Francés (1979) para estimar la densidad aparente (DA) a partir de otras variables más comunes, como la textura del suelo y el contenido en carbono

orgánico. Debido a la importancia de dichas variables en la determinación de la densidad aparente y a su disponibilidad en los estudios edafológicos, su uso es habitual en la mayoría de funciones de edafotransferencia (Kaur *et al.*, 2002; Pérez-Cutillas, 2013). Para la estimación de los parámetros hidrológicos en los sondeos en los que únicamente se muestreó la capa arable del suelo se ha asumido una profundidad media de 20 centímetros.

En la tabla 4.19 se resumen las principales características edafológicas de los suelos inventariados. El suelo de mayor espesor corresponde con el perfil 1065-3 (cambisol vértico) con una profundidad de 73 centímetros hasta el horizonte alteración Bw. Dicho perfil se desarrolla sobre coluviones de peridotitas, entre el arroyo Benavolá y el río Verde (Fig.4.65), en las inmediaciones del campo de golf Aloha Golf. Es un suelo de textura arcillosa y arcillo-arenosa, con una capacidad de retención de agua en todo el perfil de 42 mm. Dicha capacidad es del mismo orden de magnitud, aunque ligeramente inferior (no se conoce el espesor del horizonte C), que la obtenida en el resto de suelos de mayor profundidad, con valores de 74, 60 y 62 mm en los perfiles 1072-7 (cambisol vértico), 1072-9 (regosol eútrico) y 1072-1 (cambisol vértico), todos ellos localizados en el sector de San Pedro de Alcántara (Fig.4.65), sobre materiales cuaternarios del arroyo del Chopo y areniscas de edad Plioceno, respectivamente.

Perfiles y sondeos	Litología	Horizonte	Espesor (m)	DA g/cm ³	Humedad								
					volumétrica (%)		Arenas	Limos	Arcillas	Gravas	CRAS	CC	PMP
					33kPa	1500kPa							
1072-11	Areniscas	A	0,24	1,5	40	20	54	41	5	21	37	75	39
1072-11		C	-	1,6	30	15	56	34	10	22	-	-	-
EST-13	-	A	0,20	1,5	41	23	38	33	29	-	36	82	45
EST-7	-	A	0,20	1,4	30	21	72	25	3	-	19	60	41
1072-7	Aluvial	A	0,15	1,4	53	31	37	21	43	20	26	64	38
1072-7		Bw	0,29	1,4	49	32	26	31	43	10	42	127	85
1072-7		Ck	0,12	1,5	26	19	58	14	29	30	6	22	16
1072-7		2C	-	1,5	50	37	5	79	16	32	-	-	-
1072-9	Areniscas	A	0,18	1,4	26	16	59	22	19	40	11	28	17
1072-9		C1	0,54	1,5	27	18	67	18	15	3	49	142	93
1072-9		C2	-	1,6	27	18	78	14	9	-	-	-	-
EST-1	-	A	0,2	1,3	37	28	42	12	46	-	18	74	56
Sondeo-1	-	A	0,2	1,4	26	16	70	11	19	-	20	52	32
1072-2	Arenas	A	0,17	1,5	13	8	76	14	10	2	9	22	13
1072-2		C	0,31	1,6	8	5	87	4	9	1	9	24	14
1072-2		2C	-	1,5	36	22	55	14	32	1	-	-	-
1072-1	Areniscas	A	0,18	1,4	30	25	45	11	44	28	7	39	32
1072-1		Bw	0,26	1,4	42	28	51	6	43	30	25	76	51
1072-1		2C	0,27	1,5	44	28	51	19	30	30	30	83	53
1072-8	Conglomerado	A	0,25	1,5	32	24	69	4	27	60	9	32	24
1072-8		C	-	1,6	31	24	69	4	28	65	-	-	-
1065-3	Coluvión de peridotitas	A	0,13	1,3	25	16	46	19	35	2	11	32	20
1065-3		Bw	0,6	1,4	26	20	17	29	54	6	31	144	113
1065-3		C	-	1,4	31	16	16	19	65	10	-	-	-
EST-3	-	A	0,2	1,1	23	15	47	36	18	-	15	46	31
Sondeo-49	-	A	0,2	1,5	50	25	44	25	31	-	50	101	51
1065-01	Conglomerado calizo	A	0,27	1,4	41	18	21	37	42	12	56	97	42

Tabla 4.19. Características edafológicas de los suelos inventariados por el proyecto LUCDEME en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. Nota: DA = densidad aparente, CRAS = capacidad de retención de agua en el suelo, CC = capacidad de campo, PMP = punto de marchitez permanente

El valor medio de CRAS, CC y PMP en los horizontes edáficos analizados ha sido de 25, 68 y 43 mm, respectivamente (Fig. 4.77). Sin embargo, estos valores no serían representativos de la capacidad de almacenamiento en toda la vertical del suelo en los sondeos de la capa arable (primeros 20 centímetros) o en los perfiles sin datos de espesor en más de un horizonte. Se ha asumido que los perfiles de suelo con información hasta el horizonte alteración de la roca madre (C) son representativos de las características edafológicas del suelo en cuestión (perfiles 1072-7,

1072-9, 1072-2, 1072-1). El valor medio de CRAS calculado en dichos perfiles fue aproximadamente de 54 mm, para una profundidad promedio de 62 cm. La máxima capacidad de retención de agua en el suelo se obtuvo en el perfil 1072-7, con un valor de 75 mm.

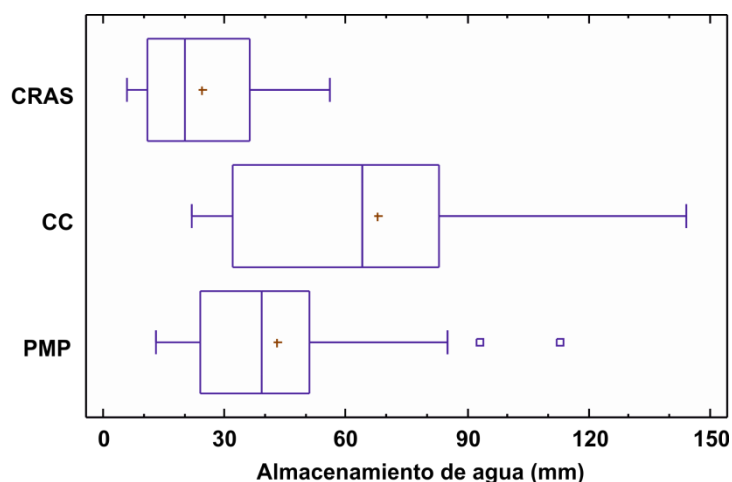


Figura 4.77. Diagrama de cajas y bigotes de la capacidad de retención de agua en el suelo, capacidad de campo y punto de marchitez permanente en los horizontes edáficos analizados

En función de la información edafológica analizada en el presente apartado se ha optado por realizar los balances diarios de agua en el suelo con CRAS de 50 y 75 mm, para tener en cuenta la heterogeneidad en lo relativo a la profundidad del perfil edáfico. Aun así, serían necesarios de estudios de detalle sobre la edafología de la zona de estudio para discretizar espacialmente los valores de CRAS con mayor exactitud, ya que la mayoría de los perfiles y sondeos edáficos se encuentran concentrados en el municipio de Marbella y, en particular, entre los sectores de San Pedro de Alcántara y el núcleo urbano de Marbella.

4.7.2.2.3 Resultados de los balances diarios de agua en el suelo

A partir de los balances medios diarios de agua en el suelo se han obtenido valores medios anuales de recarga en los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona (Tabla 4.20). La lluvia útil se ha calculado a partir del método de Thornthwaite modificado por Girard *et al.* (1981), cuya formulación matemática se detalla en el apartado 4.7.2.1. Se han utilizado los datos de lluvia de la estación de Marbella (código 0123) en el cálculo de la recarga de todos los acuíferos, ya que su valor medio anual para el periodo 1979-2013 (781 mm) es similar a la precipitación media areal estimada a partir del mapa de isoyetas (750 mm). La serie de evapotranspiración potencial corresponde a la estación termométrica de Marbella, calibrada según el método descrito en el apartado 4.7.2.2.1. El inicio y fin del periodo de estudio ha estado condicionado por la longitud de la serie de temperatura en la estación de Marbella. Con objeto de dividir la lluvia útil en escorrentía superficial y recarga a los acuíferos se han utilizado valores de umbral de escorrentía (P_0) de 5 y 10 mm, en función de la variante del método de Thornthwaite. En los balances de agua en el suelo A, B, C y D (Tabla 4.20) se ha mantenido el valor inicial de 10 mm para los acuíferos pliocenos, representativo, además de usos del suelo predominantemente agrícolas, de superficies ocupadas por campos de golf y núcleos

diseminados con jardín y zonas verdes urbanas sobre suelos franco-arcillo-arenosos (BOE, 2016). El área atribuida al acuífero plioceno de Estepona incorpora también materiales cuaternarios indiferenciados, para evitar individualizar afloramientos permeables de pequeñas dimensiones.

Variantes del balance de agua en el suelo						
Parámetros hidrológicos		A ($R_{\text{MIN}} = 0 \text{ mm};$ $R_{\text{MAX}} = 50 \text{ mm}$)	B ($R_{\text{MIN}} = 0 \text{ mm};$ $R_{\text{MAX}} = 75 \text{ mm}$)	C ($R_{\text{MIN}} = 25 \text{ mm};$ $R_{\text{MAX}} = 50 \text{ mm}$)	D ($R_{\text{MIN}} = 50 \text{ mm};$ $R_{\text{MAX}} = 75 \text{ mm}$)	E ($R_{\text{MIN}} = 50 \text{ mm};$ $R_{\text{MAX}} = 75 \text{ mm}$)
		Umbral de escorrentía (Po) - mm				
Plioceno		10	10	10	10	5
Cuaternario		0	0	0	0	10
Acuíferos		Valores de recarga (hm ³ /año)				
Plioceno	Estepona	7,9	7,5	7,1	6,4	4,7
	San Pedro - Medranas	2,6	2,4	2,3	2,0	1,5
	Aloha	1,4	1,3	1,2	1,1	0,8
	Señorío	1,3	1,2	1,1	1,0	0,9
	Marbella Núcleo SO	3,9	3,7	3,4	3,0	2,7
Total Plioceno		17,0	16,0	15,1	13,5	10,7
Cuaternario	Aluvial río Padrón	0,4	0,4	0,4	0,4	0,2
	Aluvial río Guadalmanza	0,7	0,7	0,7	0,6	0,3
	Aluvial río Guadalmina	0,7	0,7	0,7	0,6	0,3
	Aluvial río Guadaiza	1,0	0,9	0,9	0,8	0,5
	Aluvial río Verde	0,7	0,6	0,6	0,6	0,3
Total Cuaternario		3,5	3,3	3,2	2,9	1,7
Total Marbella-Estepona		20,5	19,3	18,4	16,5	12,3

Tabla 4.20. Valores medios de recarga a los acuíferos ($\text{hm}^3/\text{año}$) en el periodo 1979-2013 en función de la variante del método de Thornthwaite. Para una descripción más detallada del método de Thornthwaite modificado véase la figura 4.65

Se ha estimado una recarga media a los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona que varía entre 20,5 y 12,3 $\text{hm}^3/\text{año}$ (Tabla 4.20). Las estimaciones de recarga de las hipótesis A, B, C y D parecen excesivas si se comparan con el valor medio estimado en 1984 por el IGME (10 $\text{hm}^3/\text{año}$ en la tabla 4.11), máxime teniendo en cuenta que la superficie permeable de los acuíferos se ha reducido en un 34%. Ante esta situación se ha optado por simular la recarga por infiltración de agua de lluvia a partir de la variante del balance de agua en el suelo considerada en el escenario D pero con unos umbrales de escorrentía de 5 y 10 mm en los acuíferos pliocenos y cuaternarios, respectivamente (hipótesis E). En este caso, se asume que también se produce escorrentía superficial sobre los materiales cuaternarios y que se necesita un menor volumen de lluvia para generarla en los afloramientos pliocenos. Por lo que respecta a las formaciones aluviales, el valor seleccionado es coherente con el rango que se utiliza en acuíferos con elevadas transmisividades (kársticos) en los que también se considera que existe cierta componente de escorrentía superficial (Padilla y Delgado, 2013), con valores recomendados de P_o que varían entre 25 y 60 mm.

Los umbrales finalmente seleccionados han permitido obtener tasas de recarga (recarga/precipitación total) en los acuíferos pliocenos y cuaternarios del 28 y 36%, lo cual supone una reducción del 33 y 41% con respecto a las tasas medias obtenidas en los escenarios A, B, C y D. Por lo tanto, el valor considerado de entradas a los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona por infiltración de agua de lluvia ha sido 12,3 $\text{hm}^3/\text{año}$ (Tabla 4.20).

Con objeto de validar parcialmente los valores máximos y mínimos de almacenamiento de agua en el suelo y del umbral de esorrentía en los acuíferos pliocenos, en los que la recarga por infiltración directa del agua de lluvia supone la principal entrada de recursos de procedencia natural (aunque puede existir recarga por pérdidas en las redes de distribución y saneamiento y/o retornos de riego urbano), se ha estimado la recarga en los afloramientos pliocenos del sector del Señorío de Marbella a partir de dos métodos con aproximaciones metodológicas complementemente diferentes, el modelo RIB (Sun *et al.*, 2013) y el método de Piscopo (2001).

- El modelo RIB (*Rainfall Infiltration Breakthrough*)

El método RIB fue desarrollado por Xu y Van Tonder (2001) y utiliza la relación existente entre las fluctuaciones del nivel piezométrico y la desviación de la precipitación con respecto al valor medio de la serie (Fig. 4.78). La ecuación para el cálculo de la recarga por el método RIB se define como:

$$Re(i) = RIB(i)_m^n - RIB(i-1)_{m'}^{n'} - \frac{\Delta Q}{A} = [\Delta h(i) - \Delta h(i-1)] \cdot S_y - \frac{(Q_p + Q_{out} + Q_{oth} - (Q_{p'} + Q_{out'} + Q_{oth'}))}{A}$$

Donde:

Re (i) = recarga según el paso de tiempo i (diario, mensual o anual)

RIB (i) = variación en el almacenamiento producida por un evento de lluvia comprendido en el periodo (m – n)

Δh (i) = variación del nivel piezométrico

S_y = coeficiente de almacenamiento (*specific yield*)

Q_p = volumen bombeado del acuífero (en su caso)

Q_{out} = contribución de las aguas subterráneas al caudal de base del río (en su caso)

Q_{oth} = otras entradas o salidas de agua (por ejemplo, recarga artificial)

A = superficie del acuífero (km²)

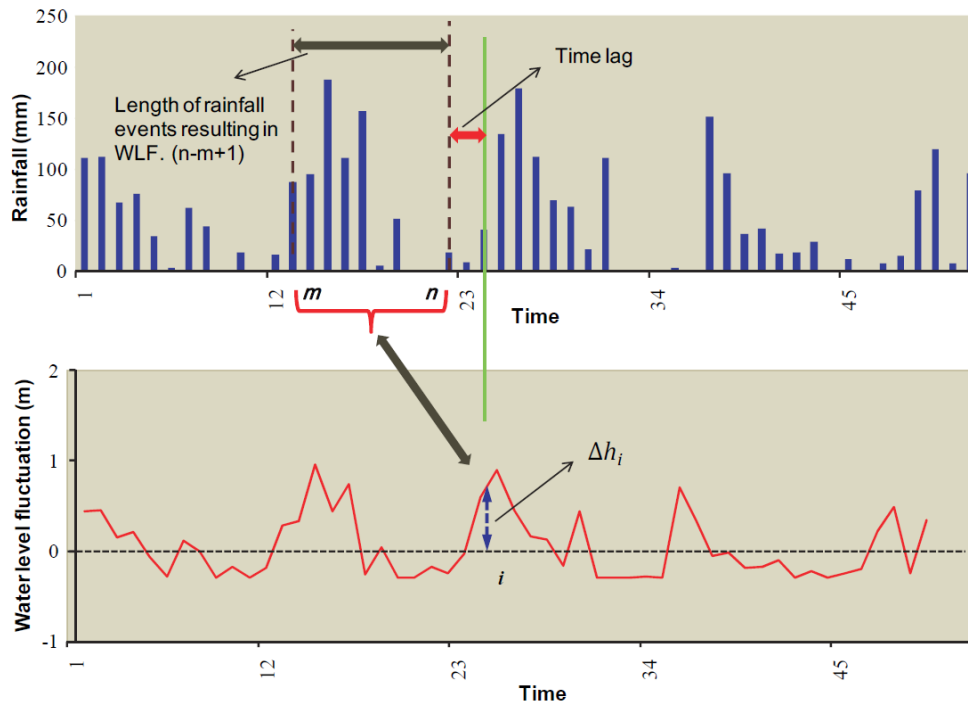


Figura 4.78. Metodología del modelo RIB para el cálculo de la recarga a partir del análisis de series de precipitación y niveles piezométricos (Sun et al., 2013)

De la figura 4.78 se deducen tres tipos de respuestas del nivel piezométrico a los eventos de recarga, en función del tiempo de retardo entre la señal pluviométrica y piezométrica (Sun et al., 2013):

- 1) Las fluctuaciones del nivel piezométrico se deben al efecto individual de los eventos de lluvia precedentes. Este comportamiento es característico de acuíferos que presentan respuestas horarias o diarias a las precipitaciones.
- 2) Las fluctuaciones del nivel piezométrico son el resultado acumulativo de todos los eventos de lluvia que han ocurrido con anterioridad. Esta respuesta es indicativa de procesos de recarga de tipo difuso y concentrado.
- 3) Las variaciones del nivel piezométrico se producen como respuesta a un número limitado de eventos de lluvia con un cierto desfase temporal. Dicho desfase puede variar entre una semana y un año.

Existen una serie de supuestos y reglas generales que es necesario asumir a la hora de aplicar el método RIB para la estimación de la recarga a los acuíferos. A continuación se detallan las más importantes.

- Las variaciones del nivel piezométrico en el punto de control deben ser representativas del área estudio. El uso de series piezométricas características de acuíferos aluviales debe realizarse con cautela, ya que deben conocerse las aportaciones y/o descargas al río para su inclusión en el modelo. El término $(Q_p + Q_{out} + Q_{oth}) / (A)$ puede obviarse cuando no existe bombeo de aguas subterráneas y/o transferencias de recursos con otras masas de agua.

- El coeficiente de almacenamiento (*specific yield*) debe ser representativo del acuífero estudiado. En general, los coeficientes de almacenamiento obtenidos en laboratorio suelen estar sobreestimados. A este respecto, se recomienda utilizar los valores derivados de ensayos de bombeo y llevar a cabo un análisis de sensibilidad con objeto de evaluar el impacto de dicho coeficiente en las series de recarga simuladas.

- El método RIB se aplica generalmente en acuíferos libres con niveles piezométricos poco profundos, donde el nivel del agua responde rápidamente a la recarga por infiltración del agua de lluvia. En caso de que la zona no saturada tenga espesores considerables, el retardo (*time lag* en la figura 4.78) entre la señal pluviométrica y piezométrica será mayor y el modelo proporcionará peores resultados (Sun *et al.*, 2013).

- Es necesario realizar un control de la calidad de las series de precipitación y de profundidad del nivel piezométrico (y de otras aportaciones o salidas, en su caso) previamente a su incorporación al modelo. En climas muy áridos ($P < 100$ mm/año) el método RIB no es aplicable, debido a que la recarga que se genera (si se genera) no es suficiente como para provocar ascensos significativos del nivel piezométrico.

- La conductividad hidráulica del acuífero (K) no debe ser excesivamente elevada. En acuíferos altamente transmisivos (por ejemplo, de tipo kárstico) pueden tener lugar procesos de recarga que no generan ascensos del nivel piezométrico.

El modelo RIB se ha aplicado en el sector acuífero del Señorío de Marbella, debido a su reducida extensión (4,9 km² de afloramientos pliocenos) y a que dispone de series de control piezométrico y de bombeo. La aplicación de dicho modelo se ha realizado en una macro de Microsoft Excel facilitada por los autores. La serie de precipitación considerada corresponde a la estación de Marbella (código 0123) y la de piezometría al sondeo denominado Torreverde (S-84). Se han incorporado al modelo los datos de caudales bombeados por la empresa Hidralia en dicho sector. En el modelo RIB las tasas de recarga calculadas a escala mensual son más realistas que las estimadas a nivel diario, debido a que existe una mayor correlación entre los datos mensuales de precipitación y nivel piezométrico (Sun *et al.*, 2013). Un parámetro fundamental en la estimación de la recarga a los acuíferos a partir del método RIB es el coeficiente de almacenamiento (S_y). Existe una elevada incertidumbre en la estimación de dicho parámetro y no se cuenta con información representativa de los acuíferos de la zona de estudio. Por tanto, se ha realizado un análisis de sensibilidad con objeto de evaluar el impacto de los valores del coeficiente de almacenamiento en las tasas de recarga anuales (*precipitation recharge coefficient*), dado que son directamente proporcionales al citado coeficiente.

En la figura 4.79 se observa que los resultados del modelo RIB son muy sensibles a los valores utilizados del coeficiente de almacenamiento (S_y). Para seleccionar un valor aproximado de S_y se ha considerado la tasa de recarga estimada a partir del balance de agua en el suelo (hipótesis E en la tabla 4.20) por el método de Thornthwaite modificado por Girard *et al.* (1981). Esta tasa (28%) proporciona un valor del coeficiente de almacenamiento de $3,2 \cdot 10^{-2}$, a partir del cual se obtiene una recarga media anual de 0,8 hm³/año (2000/01 – 2014/15), muy similar a la obtenida mediante el balance de Thornthwaite modificado (0,9 hm³/año en la tabla 4.20). Calvache *et al.* (2009) realizaron un modelo de flujo de agua subterránea en el acuífero aluvial

del río Guadalfeo. Los valores utilizados de S_y durante la calibración variaron entre $3,5 \cdot 10^{-1}$ – $1,5 \cdot 10^{-1}$ en los materiales cuaternarios del propio río y $2 \cdot 10^{-2}$ en formaciones detríticas de menor permeabilidad. En la modelización hidrogeológica del acuífero detrítico terciario de Madrid, formado por paquetes de arenas intercalados en una matriz arcillosa, Martínez-Santos *et al.* (2010) utilizaron un rango de coeficientes de almacenamiento de entre $7 \cdot 10^{-2}$ y $1 \cdot 10^{-1}$. El valor obtenido en el presente apartado se encuentra dentro del rango de S_y utilizado por estos autores, en acuíferos de similar naturaleza hidrogeológica.

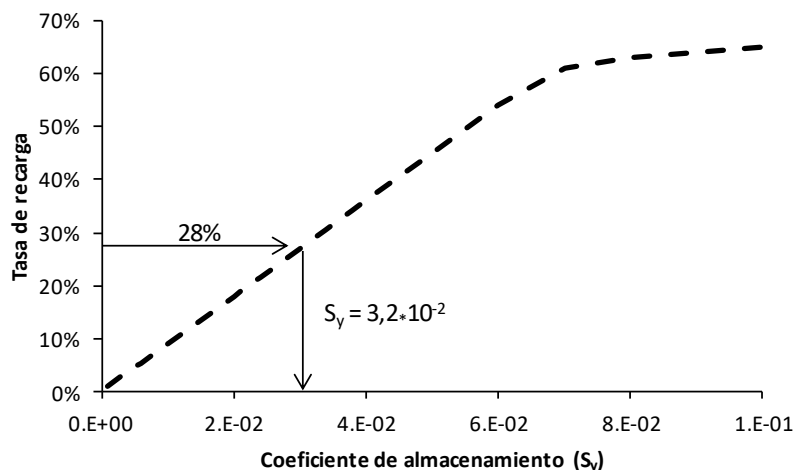


Figura 4.79. Relación entre la tasa de recarga y el coeficiente de almacenamiento en el sector acuífero del plioceno del Señorío de Marbella

En la figura 4.80.A se muestra la serie de recarga calculada en la formación pliocena del Señorío de Marbella y el grado de ajuste obtenido entre las variaciones del nivel piezométrico registradas en el sondeo S-84 y las simuladas por el modelo RIB. El valor de retardo (*time lag*) que ha permitido obtener el mejor ajuste entre los valores observados y simulados de piezometría ha sido de 2 meses. Los valores medios de precipitación y recarga durante el periodo de estudio han sido de 768 y 225 mm/año, respectivamente (Fig. 4.80.B). Se ha llevado a cabo un análisis de regresión lineal simple a escala anual entre ambas variables, en el que se ha obtenido un coeficiente de determinación (R^2) de 0,88; indicativo de un ajuste estadísticamente significativo.

Se han comparado las series de recarga estimadas en el periodo 2000/01 – 2012/13 a partir del método RIB (Sun *et al.*, 2013) y del balance de agua en el suelo correspondiente a la hipótesis E. Los valores medios anuales de recarga estimados por uno y otro método han sido de 238 y 236 mm/año (Fig. 4.81.A). Los máximos y mínimos anuales corresponden a los años de mayor (2009/10) y menor pluviometría (2004/05 y 2011/12), con valores de 534 - 96 mm/año (método BAS) y 342 – 157 mm/año (método RIB).

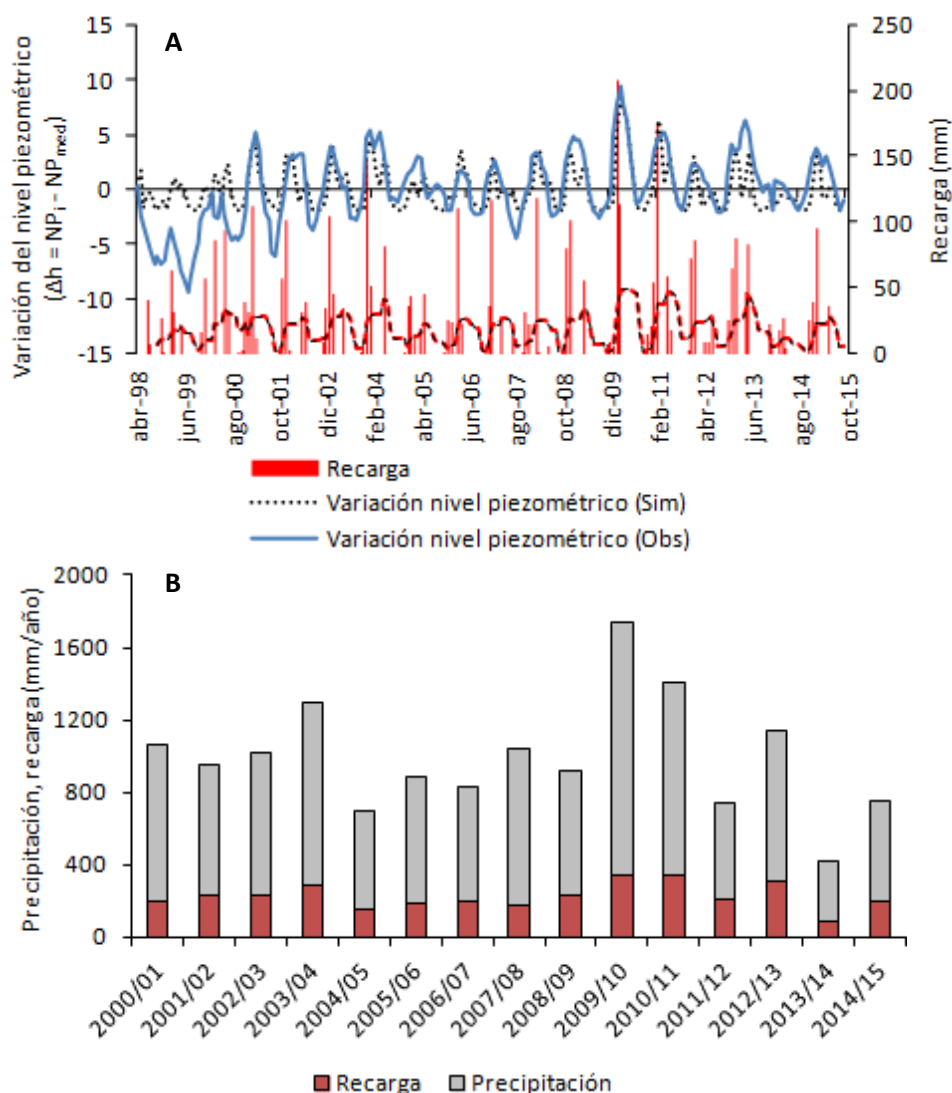


Figura 4.80. Comparación entre las series mensuales de recarga y de piezometría observada y simulada (A) en el sector acuífero del plioceno del Señorío de Marbella y de recarga anual (B), en relación con la precipitación. Nota: la línea roja discontinua en el gráfico A se refiere a la media móvil de la recarga promediada en los 7 meses anteriores

Por lo que respecta a los valores de recarga acumulada, se observa una tendencia muy similar entre ambos métodos, con valores totales de 3094 y 3071 mm (Fig. 4.81.B). En el periodo comprendido entre los años 2007 y 2010 existe una mayor disparidad entre los valores de recarga acumulada, los cuales se igualan debido a la recarga estimada por el método BAS en el año hidrológico 2009/2010 (534 mm/año). El número de eventos de recarga simulados por los métodos RIB y BAS ($Re > 0$ mm/mes) ha sido de 68 y 66, respectivamente, con valores máximos, mínimos y de la mediana de 208; 0,1 y 32 mm/mes y 149; 0,02 y 37 mm/mes, si bien es cierto que la recarga estimada por el modelo RIB presenta mayor variabilidad (Fig. 4.81.C). Todos estos resultados parecen validar, al menos parcialmente, los valores de máximo y mínimo almacenamiento de agua en el suelo ($R_{min} = 50$ mm; $R_{max} = 75$ mm) y de umbral de escorrentía ($P_o = 5$ mm) para el cálculo de la recarga mediante el balance de agua en el suelo en los acuíferos pliocenos (hipótesis E en la tabla 4.20).

4. HIDROGEOLOGÍA

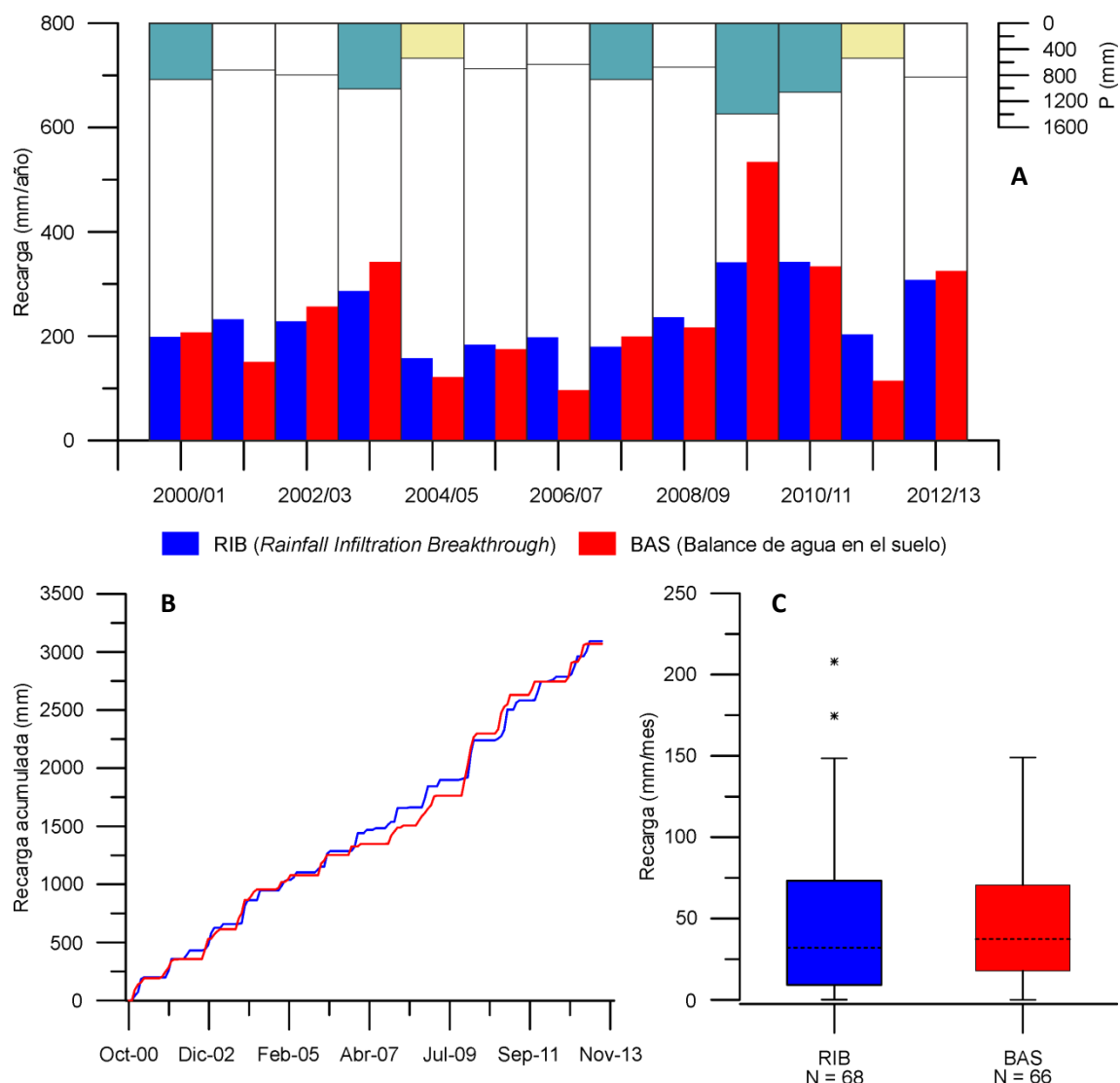


Figura 4.81. Comparación entre las series de recarga estimadas a partir de los métodos RIB y BAS. Valores de precipitación en la estación de Marbella (código 0123). Nota: N = número de eventos de recarga (recarga > 0 mm). Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco)

Por último, se ha utilizado la metodología descrita por Piscopo (2001) para el cálculo de la distribución espacial de la recarga a los acuíferos por infiltración del agua de lluvia. En la figura 4.82 se presenta un esquema conceptual con los pasos realizados para la obtención de dicha recarga. Las variables que se utilizan en el cálculo de la recarga son la pendiente (en porcentaje), la precipitación media anual y un factor relacionado con la capacidad de infiltración del terreno.

El mapa de recarga se genera a partir de la ecuación $Recarga = pendiente (\%) + precipitación + capacidad de infiltración$, que incorpora las principales variables físicas y climáticas que condicionan la recarga (Piscopo, 2001). En relación con las variables utilizadas, el mapa de pendientes se ha generado con el software ArcGis 9.3 a partir del modelo digital de elevaciones de 5x5 m de resolución. En relación con la precipitación, se ha asignado un valor de 3 a toda el área de estudio, al encontrarse en el rango de 700 – 850 mm/año (Fig. 4.82). Por otro lado, para la asignación de la capacidad de infiltración se ha utilizado el mapa

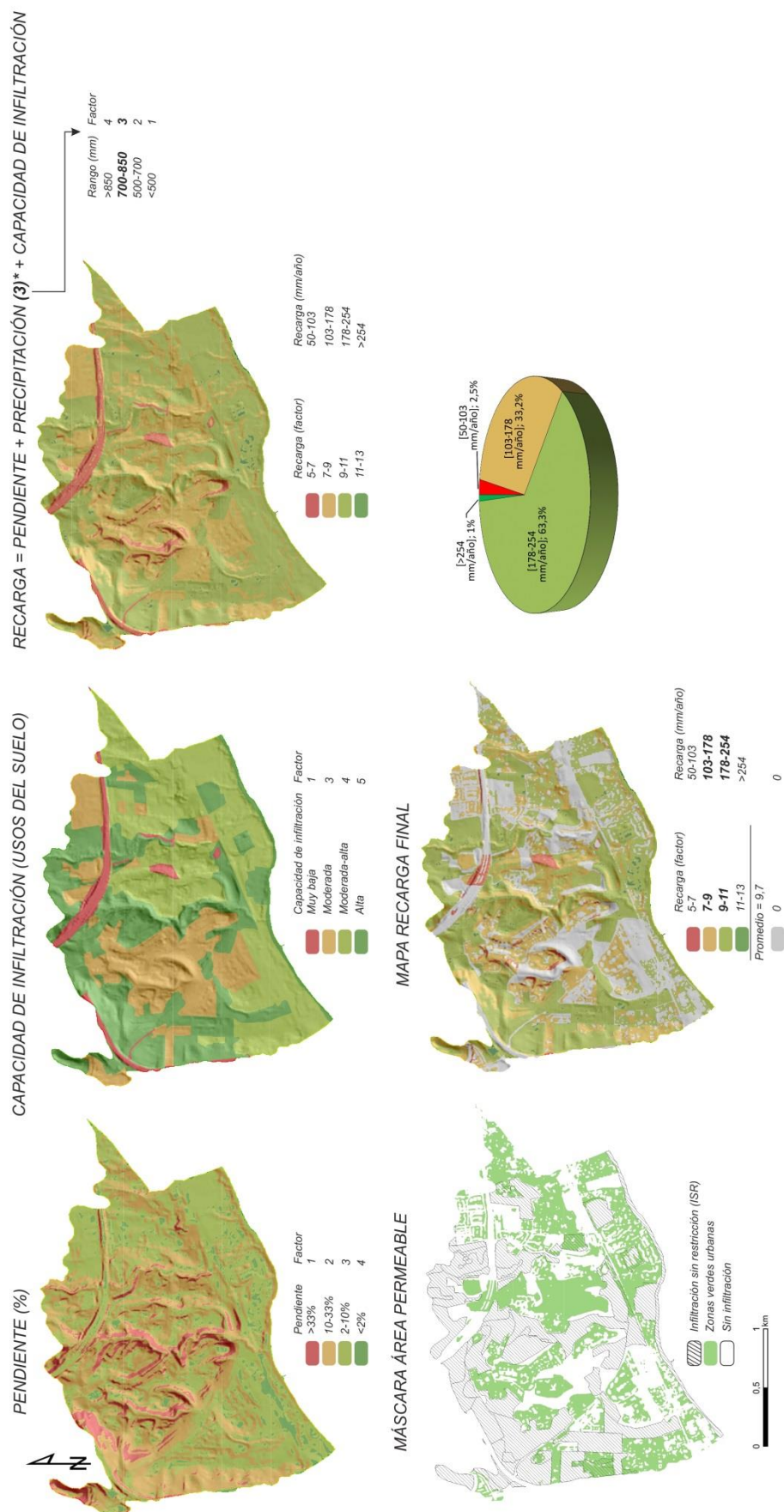


Figura 4.82. Cálculo de la recarga en el acuífero plioceno del Señorío de Marbella por el método de Piscopo (2001)

del Sistema de Información sobre Ocupación del Suelo de España (SIOSE) del año 2005, reclasificado en función de la fracción del territorio libre de usos urbanos (Tabla 4.14). La equivalencia entre dicha tabla y la propuesta por Piscopo (2001) se presenta a continuación.

Tipo de infiltración (propuesta Tesis Doctoral)	Porcentaje de infiltración	Capacidad de infiltración (Piscopo, 2001)	Factor de ponderación
Sin restricción (ISR)	1	High	5
Favorable (IF)	0,6	Mod-high	4
Limitada (IL)	0,4	Moderate	3
Muy limitada (IML)	0,1	Slow	2
Nula (IN)	0	Very slow	1

Tabla 4.21. Equivalencia de clases entre los porcentajes de infiltración propuestos en la presente Tesis Doctoral y los descritos por Piscopo (2001)

En el área de estudio, las zonas que se encuentran en los intervalos de pendiente de 2-10% y 10-33% representan el 86% de los afloramientos pliocenos. Esta situación determina el valor medio final del factor relacionado con dicha variable (2,5). En el caso del mapa de capacidad de infiltración, el valor promedio en función del área ocupada por cada tipo de uso del suelo es 4. El mapa de recarga final se ha obtenido a partir de los valores relacionados únicamente con los usos del suelo sin restricción (ISR) y con la capa de zonas verdes urbanas. La superficie dedicada a dichos usos es de 3,4 km², que se ha utilizado en el cálculo de la recarga por los métodos RIB y BAS. La recarga media anual estimada por los métodos antes citados (238 y 236 mm/año, respectivamente) se encuentra en el rango proporcionado por el modelo Piscopo que varía, en la mayor parte del sector acuífero, entre 178 y 254 mm/año (Fig. 4.82). Este rango debe ser tomado con cautela ya que corresponde a una primera aproximación al cálculo de la recarga espacial en acuíferos con usos del suelo predominantemente urbanos.

La aplicación de balances de agua en el suelo a escala diaria ha permitido generar series mensuales de recarga a los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona, que se han incluido en la simulación de la gestión conjunta con el modelo AQUATOOL.

4.7.3 Salidas

Las diferentes metodologías que se han efectuado para la estimación de las salidas por bombeo en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona se detallan a continuación. El balance hídrico final se presenta en el apartado 4.7.4, correspondiente al balance hidrogeológico.

El cálculo de las salidas por bombeo se ha basado en datos reales de extracción mensual facilitados por la empresa Hidralia (periodo 1994 – 2014). Por lo que respecta al abastecimiento de Estepona, no se han incluido como bombeos los caudales derivados en el río Padrón, al tratarse de una fuente de suministro de procedencia superficial.

El cálculo del resto de salidas, tales como bombeos privados para abastecimiento de agua potable, riego de jardines y/o llenado de piscinas se ha llevado a cabo de forma indirecta.

En relación con el aprovechamiento de las aguas subterráneas para consumo humano, se ha realizado un exhaustivo trabajo de campo para determinar qué urbanizaciones y comunidades de propietarios se abastecen con aguas subterráneas, al margen de la red de suministro municipal. Una vez completado el listado de dichas urbanizaciones se procedió a recopilar la información necesaria para estimar el consumo de forma indirecta, a través del número de viviendas y/o habitantes y una dotación teórica de 250 l/hab/día. Esta dotación es del mismo de magnitud que la propuesta de la Instrucción de Planificación Hidrológica del año 2008 (280 l/hab/día) para poblaciones permanentes entre 100.000 y 500.000 habitantes. Por otro lado, Domene y Saurí (2006) propusieron unos valores de 160 y 240 l/hab/día para bloques de apartamentos y chalés independientes, respectivamente.

La estimación de los volúmenes utilizados para el riego de jardines y para el llenado de piscinas se ha llevado a cabo a partir de la capa de información de zonas verdes y piscinas a escala 1:5.000 de la Red de Información Ambiental de Andalucía (CMA, 2006). Esta capa fue modificada con el software ArcGis 9.3 para no considerar edificios como zonas verdes. La superficie total se ha multiplicado por una dotación media de 800 l/m² (Contreras, 2005). Este ratio es coherente con los datos de reutilización de los años de mayor consumo en los campos de golf de la Costa del Sol (2005-2006-2009), con un valor de 787 l/m². Se asume que prácticamente toda la superficie ocupada por zonas verdes en las urbanizaciones que se encuentran sobre los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona utilizan aguas subterráneas para el riego, sobre todo por razones de índole económica (Renwick y Archibald, 1998). Esta asunción es coherente con las anotaciones realizadas en campo, donde la mayoría de las comunidades de propietarios disponían de recursos subterráneos para el riego de los jardines privados. Domene *et al.* (2005) calcularon, en el área metropolitana de Barcelona, unas dotaciones medias (durante los meses de verano) de 986 y 1.606 l/m². Dichas dotaciones corresponden a zonas residenciales con vegetación autóctona (matorral mediterráneo) y césped, respectivamente. Hof y Schmitt (2011) proporcionaron un rango de valores más amplio (256 - 2.336 l/m²), característico del mes de julio, en un conjunto de áreas residenciales de la isla de Mallorca.

La estimación del uso de aguas subterráneas para el llenado y mantenimiento de piscinas se ha realizado mediante la herramienta '*Select By location*' del programa ArcGis 9.3, con objeto de determinar el número total de piscinas dentro de los límites de los acuíferos detríticos costeros de Marbella - Estepona. Una vez calculado dicho número se ha estimado el volumen de agua bombeado asumiendo un tamaño medio de 10 x 5 x 1,5 m (75 m³) y dos llenados al año, con objeto de tener en cuenta el volumen de agua destinado al mantenimiento de la instalación y las pérdidas por evaporación.

El uso de aguas subterráneas para el riego de campos de golf se ha descrito en el apartado 2.3.3.3. El volumen de aguas subterráneas se ha estimado a partir de la diferencia entre la demanda teórica (m³/has) y el consumo real de aguas regeneradas. Dicho cálculo está sujeto a cierta incertidumbre, máxime cuando algunos campos de golf que utilizan aguas superficiales y subterráneas para complementar el uso de aguas regeneradas. En estos casos se

ha asignado a ambas fuentes de suministro un porcentaje de utilización a partir de la información recopilada en campo.

Las estimaciones indirectas realizadas con anterioridad se han comparado con los volúmenes de agua concedidos en los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona, a partir de la información contenida en el Registro Público de Aguas (programa ALBERCA). Se han considerado diferentes hipótesis de utilización de los aprovechamientos de aguas subterráneas (Tabla 4.22), en función del porcentaje de concesiones que se suponen activas. El volumen de agua finalmente considerado ha sido la media aritmética de los 4 escenarios anteriores. Se han eliminado los expedientes administrativos relacionados con las captaciones de titularidad municipal (Hidralia), ya que se cuenta con información más detallada sobre su grado de explotación. El cálculo del volumen total de agua concedido en los distintos acuíferos se ha realizado con objeto de comparar dicho valor con los bombeos estimados para abastecimiento de particulares, riego de jardines y campos de golf y llenado de piscinas.

Estado de los expedientes administrativos					
Escenarios	Desfavorables	Favorables	Sin identificar	Trámite	TOTAL
E1 (50%)	15.335	588.497	105.585	4.800	714.217
E2 (75%)	23.003	882.746	158.378	7.200	1.071.326
E3 (100%)	30.670	1.176.995	211.170	9.600	1.428.435
E4 (125%)	38.338	1.471.243	263.963	12.000	1.785.543
Media	26.836	1.029.870	184.774	8.400	1.249.880

Tabla 4.22. Volumen de agua correspondiente a las concesiones en el acuífero plioceno de Aloha. Nota: unidades en m^3

4.7.4 Balance hídrico de los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona

En la tabla 4.23 se muestra el balance hidrogeológico de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona. Se proporciona información detallada de cada uno de los acuíferos diferenciados, si bien es cierto que el balance completo sólo se presenta a escala global. Las entradas y salidas totales en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona se han estimado en $36,7 \text{ hm}^3/\text{año}$. Por lo que respecta a las entradas, la infiltración de la escorrentía superficial es la componente más importante (en los acuíferos cuaternarios), con una aportación de $23,1 \text{ hm}^3/\text{año}$. Dicha aportación tiene en cuenta los recursos superficiales infiltrados en los ríos Castor, Velerín y Real, con valores de 1,5; 1,5 y $1,6 \text{ hm}^3/\text{año}$, estimados a partir del análisis de los aforos diferenciales (véase apartado 4.5.2.1). Los valores asignados al resto de ríos principales se han basado en los caudales medios infiltrados medidos en las campañas de aforos diferenciales. En los balances hídricos previos (IGME, 1984a; Linares y Trenado, 1988; IGME-JA, 1998; López-Geta *et al.*, 2000; Lupiani, 2007; BOJA, 2013, 2016; Ayterra, 2015) la infiltración de la escorrentía superficial variaba entre 21 y $26 \text{ hm}^3/\text{año}$, lo que equivaldría a caudal medio de 675 y 836 l/s. El rango de caudales medios infiltrados en los principales acuíferos aluviales de la zona de estudio, según las medidas realizadas en el marco de esta Tesis Doctoral, ha sido de 66 - 287 l/s (Tabla 4.4), correspondientes a los ríos Real y Guadalmanza, respectivamente.

Entradas	Plioceno					Total	Cuaternario					Total
	Estepona	San Pedro	Aloha	Señorio	Marbella Núcleo SO		R. Padrón	R. Guadalmanza	R. Guadalmina	R. Guadaiza	R. Verde	
Recarga lluvia	12,2	4,7	1,5	0,8	0,9	2,7	0,2	0,3	0,3	0,5	0,3	1,6
Infiltración escorrentía superficial	23,1	-	-	-	-	-	2,0	4,0	4,0	4,0	4,5	18,5
Retorno de riegos*	1,4	0,9	0,2	0,0	0,0	0,0	0,04	0,1	0,04	0,1	0,0	0,3
Total entradas	36,7	5,6	1,7	0,8	1,0	2,7	2,2	4,4	4,3	4,6	4,8	20,3
Salidas												
Bombeo abastecimiento (a)	10,6	1,6	1,5	0,4	0,8	1,9	0,0	0,0	1,2	0,2	3,00	4,4
Hidralia (a.1)	8,5	1,5	1,4	0,3	0,8	0,3	0,0	0,0	1,2	0,0	3,0	4,2
Particulares (a.2)	2,1	0,05	0,1	0,1	0,04	1,6	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2
Bombeo regadío (b)	14,7	4,7	2,0	1,4	1,1	4,7	0,0	0,0	0,3	0,2	0,30	0,8
Riego jardines** (b.1)	9,4	1,9	1,6	1,0	1,1	3,2	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,6
Campos de golf (b.2)	3,3	0,8	0,4	0,4	0,0	1,5	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,2
Regadío - agricultura (b.3)	2,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Llenado piscinas (c)	1,1	0,3	0,2	0,1	0,1	0,3	0,0	0,001	0,02	0,03	0,01	0,1
Total salidas bombeo (a+b+c)	26,4	6,6	3,7	1,9	2,0	6,9	0,0	0,001	1,5	0,4	3,3	5,3
Descarga subterránea al mar	10,3											
Total salidas	36,7											
Comparación salidas por bombeo	Total	Estepona	San Pedro	Aloha	Señorio	Marbella Núcleo SO	R. Padrón	R. Guadalmanza	R. Guadalmina	R. Guadaiza	R. Verde	Total
Registro Público de Aguas***	12,5	3,3	1,6	1,2	0,6	4,3	0,2	0,6	0,3	0,2	0,2	1,5
Salidas estimadas (a.2+b.1+b.2+b.3+c)	17,9	5,1	2,3	1,6	1,2	6,6	0,0	0,0	0,3	0,4	0,3	1,1
Registro Público de Aguas + Hidralia (a.1)	21,0	4,8	3,0	1,5	1,4	4,6	0,2	0,6	1,5	0,2	3,2	5,7

Tabla 4.23. Balance hídrico de los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona. Nota: * = retorno de riegos procedente de la agricultura; ** = a la superficie total de zonas verdes se le ha aplicado un coeficiente corrector con objeto de tener en cuenta la falta de precisión de la capa original; *** = se ha eliminado el volumen de agua relativo a los aprovechamientos de aguas subterráneas de titularidad municipal (Hidralia)

La infiltración del agua de lluvia en los afloramientos pliocenos supone la principal entrada de recursos hídricos a estos acuíferos, con un valor medio anual de $10,6 \text{ hm}^3/\text{año}$. En el acuífero plioceno de Estepona se han estimado las mayores entradas por retorno de riegos ($0,9 \text{ hm}^3/\text{año}$) debido a la existencia de regantes particulares (Fig. 2.44), con una superficie regable sobre los materiales pliocenos de $421,4 \text{ has}$. En los documentos de planificación hidrológica se asignan eficiencias de riego a las comunidades de regantes de Marbella-Estepona del 70%. El porcentaje de retornos resultante (30%) es coherente con el estado de conservación de parte de las infraestructuras de conducción y distribución, con un predominio de tuberías en mal estado y acequias de tierra sin revestir. Se ha asumido que el riego relacionado con los campos de golf no genera retornos significativos, debido a su mayor eficiencia.

La potencial recarga de recursos debida a las pérdidas de agua en las redes de suministro (municipales y mancomunadas) y, en menor medida, a los retornos por riego de jardines privados, podría explicar la diferencia existente entre los recursos medios estimados y las salidas totales por bombeo en los acuíferos pliocenos, siempre y cuando se tomen como ciertos los valores de las distintas componentes del balance. Las diferencias obtenidas entre las entradas y las salidas totales por bombeo han sido de 40; 194; 200; 204 y 239 mm/año en los acuíferos pliocenos de Estepona, San Pedro, Aloha, Señorío y Marbella Núcleo – Sector Oriental. Estos valores son el resultado de dividir dichas diferencias (en $\text{hm}^3/\text{año}$) entre la superficie de afloramiento de cada acuífero. Los valores obtenidos son del mismo orden de magnitud que los calculados por Barrett *et al.* (1999) y Bhaskar y Welty (2012) en las ciudades de Nottingham y Baltimore, con pérdidas estimadas en las redes de distribución de 163 y 159 mm/año , respectivamente. Por tanto, la recarga media por pérdidas en las redes de suministro en los acuíferos pliocenos sería de $9,3 \text{ hm}^3/\text{año}$ ($21,1 \text{ hm}^3/\text{año} - 11,8 \text{ hm}^3/\text{año}$ en la tabla 4.23). Este valor, que resulta *a priori* ciertamente elevado, es del mismo orden de magnitud que el estimado a partir de un coeficiente de pérdidas del 25% y un volumen total de agua suministrado a Marbella y Estepona (ACOSOL e Hidralia) de $39,4 \text{ hm}^3/\text{año}$ ($9,8 \text{ hm}^3/\text{año}$). Estas estimaciones tienen una elevada incertidumbre, inherente a la propia metodología de balance hídrico, si bien es cierto que podrían explicar por qué dichos acuíferos presentan un buen estado cuantitativo aun cuando las salidas por bombeo son mayores a las entradas por infiltración de agua de lluvia y retorno de riego agrícola.

Por lo que respecta a las salidas, el uso principal del agua extraída en los acuíferos pliocenos corresponde al riego de jardines privados, con un valor de $8,8 \text{ hm}^3/\text{año}$. Por su parte, la mayoría del volumen de agua captado en las formaciones aluviales se destina a abastecimiento de agua para consumo humano ($4,4 \text{ hm}^3/\text{año}$), con un valor máximo de $3 \text{ hm}^3/\text{año}$ en el acuífero aluvial del río Verde. Los bombeos más elevados se han estimado en los acuíferos pliocenos de Estepona y Marbella Núcleo – Sector Oriental y en el acuífero aluvial del río Verde, con valores de 6,6; 6,9 y $3,3 \text{ hm}^3/\text{año}$, respectivamente.

Las salidas por descarga subterránea al mar se han estimado por cierre de balance en $10,3 \text{ hm}^3/\text{año}$ (Tabla 4.23). A partir de la aplicación de la ley de Darcy ($Q = T \cdot i \cdot L$), dicho valor sólo se obtendría con valores de transmisividad del orden de 10^3 y $10^2 \text{ m}^2/\text{día}$ en los acuíferos aluviales y pliocenos, inferiores a los estimados a partir de las pruebas de bombeo (véase apartado 4.5.3). Esto se debe principalmente a dos factores, por un lado, a la falta de representatividad de los bombeos escalonados y ensayos de recuperación de corta duración

interpretados en la presente Tesis y, por otro, a la ubicación de las captaciones donde se llevaron a cabo, alejadas del frente costero entre 200 – 2000 m y sobre materiales detríticos de mayor permeabilidad que los que contactan con dicho frente (depósitos de plataforma marina).

Con objeto de comparar las salidas por bombeo estimadas de forma indirecta con otros valores de referencia, se han recopilado los expedientes de aprovechamiento de aguas subterráneas contenidos en el Registro Público de Aguas (Tabla 4.23). Estos expedientes corresponden a las demandas de agua debidas al abastecimiento urbano por parte de particulares, al riego de jardines, campos de golf y superficies agrícolas y al llenado de piscinas, dado que se han eliminado los expedientes administrativos relacionados con las captaciones de titularidad municipal (Hidralia). Los volúmenes de agua estimados indirectamente (salidas estimadas en la tabla 4.23) son más elevados que los procedentes del Registro Público de Aguas, con las mayores diferencias (1,8 y 2,3 hm³/año), en los acuíferos pliocenos de Estepona y Marbella Núcleo – Sector Oriental, respectivamente. Las salidas totales relativas a ambos conceptos se han estimado en 17,9 y 12,5 hm³/año. Hay que tener en cuenta que el valor asignado al Registro Público de Aguas corresponde a la media aritmética de cuatro volúmenes de agua concedidos en función de diferentes hipótesis de utilización (Tabla 4.22). Dicho volumen coincide con el valor estimado (17,9 hm³/año) si se utiliza el escenario denominado E4, que considera un bombeo adicional (+25%) debido a la existencia de captaciones no registradas y/o que están bombeando un volumen de agua más elevado del oficialmente concedido.

Debido a la importancia que tienen los bombeos para riego de jardines privados en el balance hidrogeológico de los acuíferos pliocenos (Tabla 4.23), se ha optado por utilizar un índice que permita comparar los valores obtenidos con los resultados de algún estudio de referencia. A este respecto, se ha calculado una ratio que relaciona dicho bombeo con el área ocupada por los diferentes afloramientos permeables (unidades en hm³/km²). El valor medio obtenido ha sido de 0,26 hm³/km², muy similar a la ratio calculada por Hof y Schmitt (2011) en diferentes zonas residenciales localizadas en la isla de Mallorca (0,23 hm³/km²). La superficie ocupada por cada zona residencial (0,85 - 5 km²), es del mismo orden de magnitud que el área permeable asignada a los diferentes afloramientos pliocenos de Marbella y Estepona. El valor más bajo se ha estimado en el acuífero plioceno de Estepona (0,1 hm³/km²), lo cual es coherente con el menor desarrollo urbanístico existente. Salvador *et al.* (2011) concluyeron que existe una tendencia generalizada al exceso de irrigación en jardines privados, con un volumen de agua aplicado 2,4 veces superior (de media) a las necesidades netas de riego.

El tipo de alojamiento urbano (casas individuales, bloques de apartamentos, bloques de viviendas multifamiliares, etc.) es uno de los principales factores que determina el consumo doméstico de agua (Baumann *et al.*, 1998; Zhang y Brown, 2005). En este sentido, los chalés independientes (*low-density housing*) o bloques de apartamentos (*mid-density housing*) con áreas recreativas en el exterior (jardines, fuentes ornamentales, piscinas, etc.) coinciden con los asentamientos urbanos que presentan un mayor consumo de agua, directamente relacionado con la superficie de zonas verdes (Mukhopadhyay *et al.*, 2001; Syme *et al.*, 2004). La ausencia de dichas instalaciones recreativas conlleva una disminución del consumo de agua, que puede ser entre 2 y 3 veces inferior al estimado en tipologías urbanas con jardines y piscinas (Rico-Amorós *et al.*, 2009). Además, este consumo depende del tipo de vegetación, con mayores demandas de agua si se usan determinadas especies de césped. En la Costa del Sol Occidental, los

asentamientos urbanos más habituales corresponden a viviendas unifamiliares o bloques de apartamentos (Fig. 4.83), con jardines donde predomina la utilización de césped. Esta tendencia se ha observado en diferentes ambientes urbanos a lo largo de la costa mediterránea española (Domene y Saurí, 2006; Hof y Schmitt, 2011). En dichos ambientes, las necesidades hídricas de las zonas verdes suponen, por término medio, el 30% del consumo doméstico anual, porcentaje que puede superar el 50% durante los meses de verano (Domene *et al.*, 2005; Domene y Saurí, 2006; Hof y Schmitt, 2011). El uso de agua para riego de jardines es especialmente elevado en viviendas unifamiliares, donde supone algo más del 35% con respecto al consumo total (Domene y Saurí, 2006). Dicho riego genera un pico de demanda adicional en los meses de verano, cuando la disponibilidad de recursos hídricos es menor (Essex *et al.*, 2004).

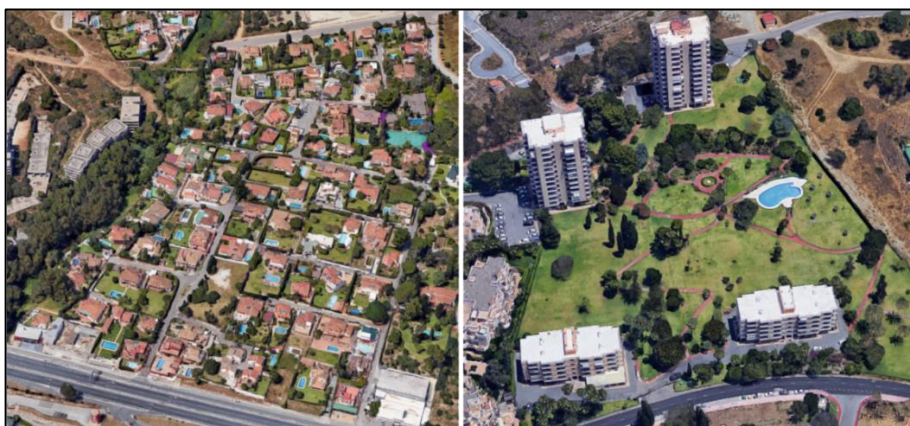


Figura 4.83. Principales tipologías de asentamientos urbanos en la Costa del Sol Occidental. A la izquierda se observa un conjunto de viviendas unifamiliares, cada una de ellas con su propio jardín y piscina. A la derecha, bloques de apartamentos con áreas de esparcimiento comunes. Imágenes tomadas de Google Maps

La incertidumbre en la estimación de las componentes del balance hídrico relacionadas con el bombeo podría disminuir con la realización de entrevistas y cuestionarios a las principales urbanizaciones y comunidades de propietarios, que deberían ser representativos de las principales tipologías urbanas existentes en la zona de estudio. Los cuestionarios incluirían preguntas sobre los usos del agua en el interior del hogar (alimentación, baño, lavado de ropa, etc.) y en el exterior (jardín y piscina). Con la información derivada de dichos estudios se podrían calcular consumos de agua per cápita en función de la tipología de asentamiento y la contribución del riego de jardines a dichos consumos. Para el cálculo de valores más fiables de infiltración de la escorrentía superficial sería necesario contar con series continuas de caudales medidos aguas arriba y aguas abajo de los afloramientos permeables. En cada uno de los puntos seleccionados se instalarían sensores automáticos de nivel y se medirían los caudales manualmente con objeto de construir la correspondiente curva de gastos.

4.8 Recarga artificial en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona

La principal experiencia de recarga artificial en los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona se localiza en el sector plioceno del Señorío de Marbella. Además de dicha experiencia, en los últimos años se está derivando agua desde el acuífero aluvial del río Verde hacia los sondeos de extracción del acuífero plioceno de Aloha (Fig. 4.46), con vistas a mejorar el estado químico de sus aguas. Por lo que respecta a la recarga artificial no programada, durante los meses de invierno y primavera se produce una explotación más intensiva en los acuíferos cuaternarios aluviales, con objeto de aprovechar un mayor volumen de recursos y de mejor calidad. Esta explotación permite realizar una recarga inducida de recursos de procedencia superficial.

4.8.1 Recarga artificial en el acuífero plioceno del Señorío de Marbella

En el acuífero plioceno del Señorío de Marbella existen numerosas captaciones que, hasta la ejecución de la presa de la Concepción en el año 1970, abastecían a las primeras grandes urbanizaciones de la costa y parte del propio núcleo urbano. La explotación continuada a lo largo de los años, y sobre todo a partir del periodo de sequía sufrido entre 1990 y 1995, dio lugar a un deterioro de la calidad del agua subterránea. En este contexto, Aquagest Sur (actual Hidralia), como empresa responsable del Servicio Municipal de Aguas de Marbella, inició una serie de trabajos encaminados a la implantación de un dispositivo de recarga artificial. Dado que el uso principal del agua es el abastecimiento urbano, se optó por utilizar recursos hídricos de excelente calidad, como los caudales excedentarios procedentes de Sierra Blanca, en concreto del manantial de Camoján (Fig. 4.84). Este manantial presenta un funcionamiento kárstico, con caudales punta aforados de 1.100 l/s (Andreo, 1997) y fuertes agotamientos en los estiajes. Está considerado como un manantial *trop-plein* del manantial de Nagüeles, principal punto de descarga de la vertiente meridional de Sierra Blanca (Fig. 4.46). Las aguas drenadas por el manantial de Camoján tienen una conductividad eléctrica media de 333 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Andreo, 1997), en comparación con los 958 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de las aguas bombeadas en el acuífero plioceno.

La elección de la fuente de recursos excedentarios para efectuar la recarga artificial se basó en la evaluación de los volúmenes susceptibles de ser aprovechados, la verificación de su estabilidad hidroquímica y en el estudio de la infraestructuras hidráulicas necesarias. La experiencia de recarga artificial en el acuífero plioceno del Señorío de Marbella comenzó en octubre de 1999 y continúa activa en la actualidad. El objetivo principal de esta actuación es aumentar la disponibilidad de recursos de agua para el suministro de agua potable en los periodos estivales, así como mejorar la calidad del agua almacenada en el acuífero detrítico costero. Las instalaciones se dimensionaron para inyectar caudales de hasta 100 l/s, aunque en un principio no superarían los 80 l/s, valor similar al que se puede bombear en los sondeos. La captación de agua se realiza en un pequeño azud construido en el cauce del arroyo Camoján, que permite la laminación de la corriente de agua con toma de fondo y válvula para regular caudales. De la toma de agua parte una tubería de PVC de 0,3 m de diámetro hasta conectar, 4

km aguas abajo, con la red de impulsión de los sondeos. En los sondeos se mantuvieron las bombas para facilitar la limpieza. Además, en superficie se instaló un sistema de válvulas que permite la inyección de agua y el vertido del agua de limpieza y purga hacia el arroyo más cercano. La red de monitorización del sistema consta de contadores volumétricos y piezómetros en el sondeo de inyección y dos puntos de seguimiento situados aguas arriba y abajo. La figura 4.84 muestra un esquema hidrogeológico con la ubicación de la toma de agua y los sondeos de inyección y extracción.

Cuando el agua del manantial entra en la toma se llenan los 4 km de conducción y se regula el caudal a la entrada de los sondeos, hasta conseguir que se establecen las condiciones de funcionamiento (nivel piezométrico en boca de sondeo y presión entre 7-8 kg/cm²). Los caudales medios inyectados varían entre 15 y 40 l/s, según la situación hidrodinámica del acuífero (Jaén *et al.*, 2003). La recarga artificial se realiza durante los 20-40 días de la decrecida del manantial, después de cada episodio lluvioso, que a lo largo del año hidrológico puede producirse en varias ocasiones. El sistema de inyección se activa pasados 2-3 días de la crecida para disminuir la colmatación en el sondeo por los arrastres de sedimentos.

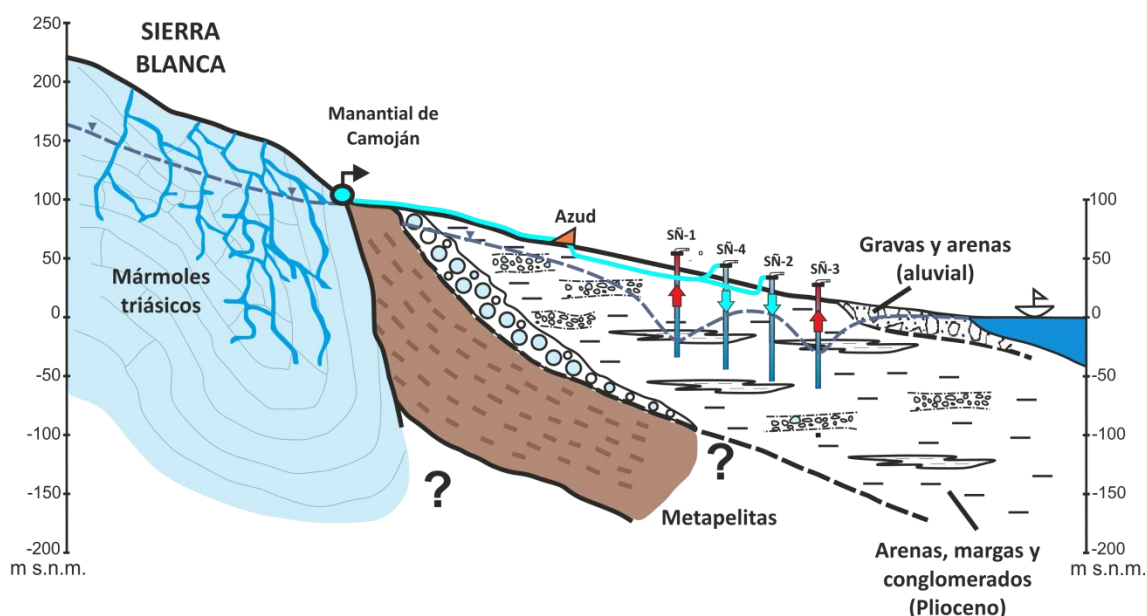


Figura 4.84. Esquema conceptual del dispositivo de recarga artificial en el acuífero plioceno del Señorío de Marbella. En la figura 4.46 se muestra la ubicación del manantial de Camoján

En la figura 4.85 se presenta el comportamiento hidrodinámico e hidroquímico del acuífero plioceno del Señorío de Marbella a partir del comienzo de la recarga artificial. Los niveles piezométricos presentan una tendencia general ascendente, con un máximo piezométrico en marzo de 2010 debido a las abundantes lluvias registradas dicho año (1460 mm). La conductividad eléctrica se mantiene durante todo el periodo de estudio en torno a los 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$, a excepción del periodo 2006 – 2010, en el que se alcanzaron valores superiores a los 1600 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Aun así, durante dicho periodo se inició una tendencia claramente descendente, en parte motivada por los menores volúmenes bombeados (Fig. 4.85). La extracción de agua subterránea en el acuífero plioceno del Señorío de Marbella está condicionada por el tipo de año hidrológico, con mayores volúmenes bombeados en años húmedos. El volumen medio de agua inyectado en el periodo 2000 – 2015 ha sido de 156.250 m³/año, que representa un 25% del

volumen de agua extraído. A partir del año 2012, disminuye drásticamente la cantidad de agua inyectada (valor medio de 44.000 m³/año), debido a la sucesión de varios años de baja pluviometría, con una precipitación media anual de 560 mm. Además, la activación del dispositivo de recarga artificial no depende únicamente de la cantidad de precipitación sino de la intensidad de los eventos de lluvia, ya que el manantial de Camoján es de tipo *trop-plein* (Andreo, 1997).

El caudal medio de inyección durante la primera experiencia de recarga artificial (periodo 2000 – 2005) fue de 11,6 l/s. A este respecto, los sondeos denominados Señorío 1 y Señorío 3 presentaban limitaciones en los caudales admisibles, motivo por el cual se planteó la construcción en el año 2005 de un nuevo sondeo de recarga (Señorío 4). La diferencia de este sondeo con respecto al utilizado previamente estriba en el método de inyección. La inyección se realiza a presión en cabeza de pozo y no por gravedad, como se hacía anteriormente, lo cual ha facilitado las labores de mantenimiento y ha permitido aumentar el caudal instantáneo de recarga hasta los 22,8 l/s.

Con el objetivo de disminuir el arrastre y acumulación de finos y aprovechar una mayor cantidad de recursos, Hidralia instaló en el año 2012 una trampa de sólidos conectada al sondeo Señorío 2, que permite la retención o decantación de parte del material en suspensión.

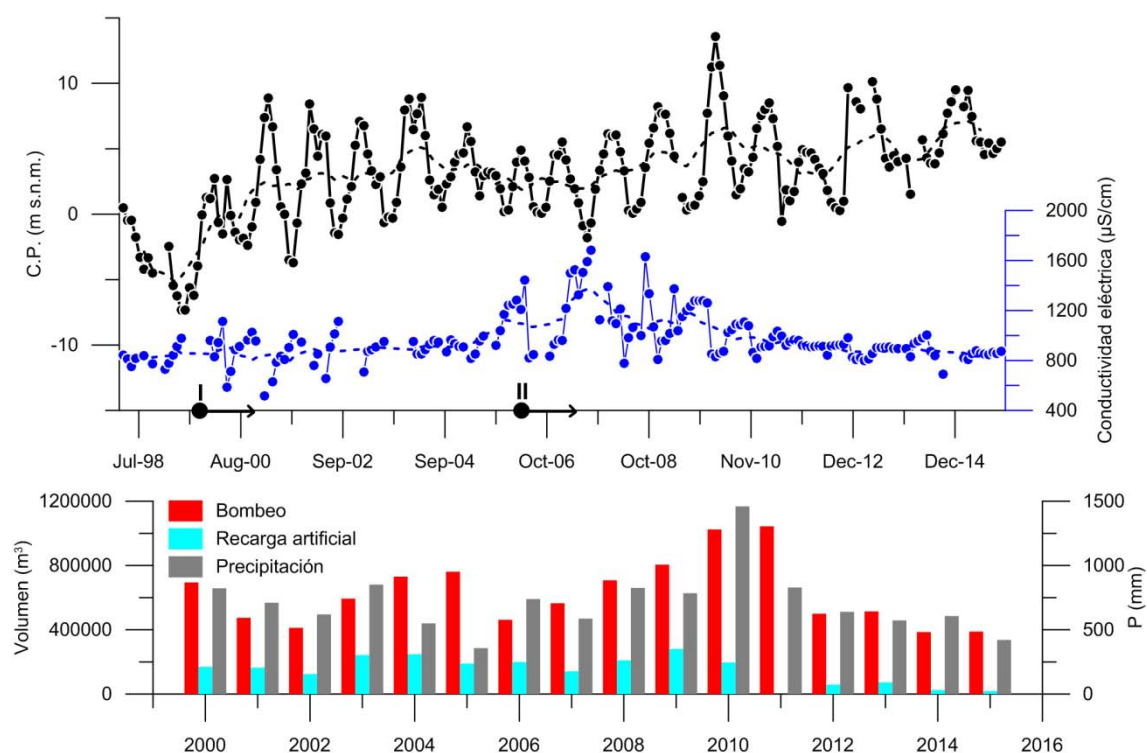


Figura 4.85. Comportamiento hidrodinámico e hidroquímico del acuífero plioceno del Señorío de Marbella (captación S-83). Nota: I = recarga artificial en los sondeos Señorío 1 y 3; II = recarga artificial en los sondeos Señorío 2 y 4. Véase la situación de los diferentes sondeos en la figura 4.84

4.8.2 Propuestas de experiencias de recarga artificial en los acuíferos detríticos costeros de Marbella - Estepona

Ortuño *et al.* (2013) llevaron a cabo un análisis multicriterio en el que analizaron la viabilidad de las experiencias de recarga artificial en los acuíferos pliocenos de San Pedro de Alcántara, Aloha y Señorío de Marbella. Para realizar dicho análisis utilizaron la herramienta denominada AquaStoRe (CETaqua, 2012), como un sistema de apoyo a la toma de decisión a la hora de evaluar diferentes alternativas de recarga artificial. Esta herramienta está dividida en tres módulos de evaluación independientes constituidos por diferentes indicadores: socio – económicos, hidrogeológicos e hidrogeoquímicos. Los pesos asignados a cada indicador se adjudicaron por un panel de expertos. Los criterios socio – económicos se basaron en los costes del agua de recarga, su procedencia, el uso del agua recuperada, la accesibilidad a la fuente de recursos excedentarios y los usos del suelo, entre otros. En relación con la hidrogeología, se tienen en cuenta los parámetros hidráulicos del acuífero y, en el apartado de calidad, las posibles interacciones entre el agua de inyección y la almacenada en el acuífero.

En el marco de la presente Tesis Doctoral se ha realizado una propuesta de futuras experiencias de recarga artificial. Se han tenido en cuenta diferentes factores, tales como la disponibilidad del recurso, la distancia hasta el punto de inyección o la calidad del agua a inyectar. Se han considerado 5 escenarios de recarga artificial, cuya ubicación aproximada se presenta en la figura 4.86.

Por un lado, se plantea la posibilidad de incorporar nuevos dispositivos de recarga artificial de la misma naturaleza que los existentes en el acuífero plioceno del Señorío de Marbella, mediante la regulación parcial de los recursos superficiales de los arroyos de la Cruz, de las Piedras, Nagüeles y Guadalpín (Fig. 4.86). La principal limitación que presenta el uso del agua que circula por estos arroyos es la intensa urbanización que existe a lo largo de sus márgenes, que podría originar vertidos de aguas residuales por parte de las viviendas no conectadas a la red de saneamiento. A este respecto, la toma de agua debería ubicarse aguas arriba de las principales urbanizaciones. Al oeste de los sondeos del Señorío de Marbella existen una serie de captaciones (sector Oasis) que podrían utilizarse para inyectar los recursos procedentes de los arroyos regulados, con objeto de mejorar la calidad de sus aguas. Otra opción sería conectar las nuevas conducciones con la tubería que distribuye el agua desde el azud de Camoján para aumentar el volumen de agua inyectado en el acuífero plioceno del Señorío de Marbella. En cualquiera de las alternativas sería necesario realizar un control exhaustivo de la calidad de las aguas de los arroyos centrado en la identificación de posibles vertidos de aguas residuales.

Los embalses Viejo y Nuevo del Ángel regulan los caudales procedentes del arroyo Benavolá Alto y arroyo del Ángel. Se propone aprovechar los recursos almacenados en dichos embalses para recargar el acuífero plioceno de Aloha (Fig. 4.86). Estos embalses son de titularidad municipal y tienen un uso recreativo. Dicho uso podría impactar negativamente en la calidad de las aguas y limitar su aprovechamiento para recarga artificial. Las principales ventajas están relacionadas con su capacidad de regulación (405.000 m³) y la ausencia de urbanizaciones en su cuenca vertiente. Sin embargo, en los alrededores de los embalses existen distintas

urbanizaciones y aguas abajo de los mismos los arroyos circulan por varios campos de golf. Dichos campos utilizan estos arroyos para el riego de sus instalaciones mediante el almacenamiento de sus aguas en lagos y pequeños estanques. Por tanto, existiría cierta competencia entre los diferentes usuarios del agua.

La propuesta de recarga en distintas unidades acuíferas se basa en el trasvase de recursos desde los acuíferos cuaternarios aluviales hasta los afloramientos pliocenos más cercanos, principalmente en condiciones de aguas altas (invierno y primavera). De este modo se aprovecharía un mayor volumen de agua mediante su almacenamiento en formaciones geológicas con mayor capacidad de regulación. A este respecto, en el año 2013 se realizó la primera transferencia de recursos entre el acuífero aluvial del río Verde y el sector acuífero de Aloha, con un volumen inyectado de 34.828 m³. También se propone realizar una experiencia de similares características que conecte los recursos del acuífero aluvial del río Guadalmina con los del acuífero plioceno de San Pedro de Alcántara (Fig. 4.86). La principal ventaja de esta propuesta de recarga artificial reside en la disponibilidad de infraestructura hidráulica, debido a que pueden utilizarse las conducciones municipales de suministro de agua. Por otro lado, habría que estudiar detalladamente los procesos de mezcla entre aguas de diferente composición química, que podrían causar una disminución en el rendimiento de las captaciones existentes por procesos de colmatación e incrustación.

Por lo que respecta a la relación con otras infraestructuras hidráulicas, se propone la utilización de los recursos procedentes del embalse de La Concepción, distribuidos por los ramales este y oeste a lo largo de los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona. La utilización tendría lugar en periodos especialmente húmedos, durante los cuales el embalse de La Concepción no es capaz de almacenar más agua. La experiencia más viable sería la recarga del acuífero plioceno de San Pedro de Alcántara en el entorno del embalse de las Medranas (Fig. 4.86), debido a la existencia de la infraestructura hidráulica necesaria. La experiencia de recarga artificial sería viable desde el punto de vista técnico, ya que se trata de un acuífero de propiedades hidráulicas similares a las del Señorío de Marbella (actualmente recargado). Los costes derivados de la construcción de nuevas infraestructuras serían mínimos debido a la cercanía existente entre los puntos de toma e inyección. Los costes de operación han de ser muy parecidos a los que tienen lugar en el dispositivo de recarga artificial del acuífero del Señorío. Para dimensionar el dispositivo de inyección y limpieza habría que considerar diferentes datos sobre los sondeos de explotación: columnas litológicas, niveles piezométricos y caudales de bombeo. Con estos datos sería posible calcular los valores de sumergencia (relación entre la longitud de tubería situada por debajo del nivel del agua y la longitud total de la misma), volumen de aire y diámetros de la tubería de agua y aire. Este tipo de experiencias de recarga artificial requieren de buena coordinación entre los diferentes agentes responsables de las infraestructuras de captación y distribución.

El resto de experiencias de recarga artificial estarían relacionadas con infraestructuras urbanas, tales como tanques de tormentas y sistemas urbanos de drenaje sostenible (SUDS). Dichas medidas deben tener un respaldo por parte de la administración pública, ya que su puesta en marcha requeriría de la aprobación de ordenanzas o códigos técnicos de urbanización.

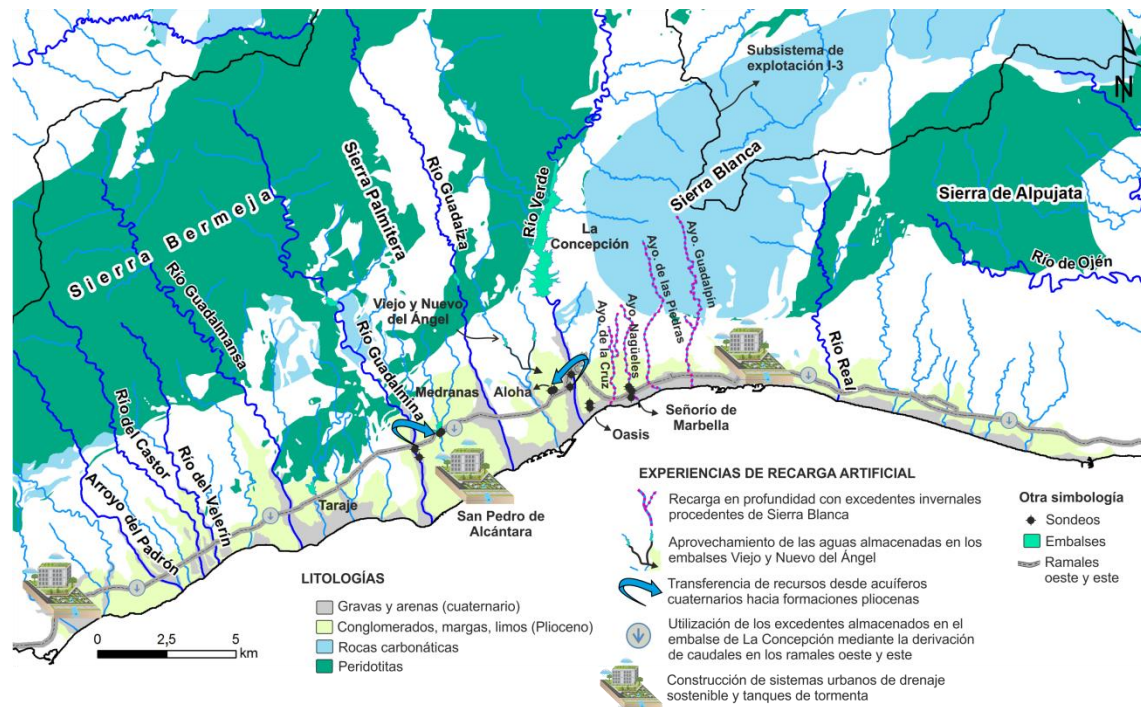


Figura 4.86. Mapa de situación de las diferentes propuestas de recarga artificial en los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

5.1 Funcionamiento del sistema de recursos hídricos de la Costa del Sol Occidental

La principal fuente de recursos en el subsistema de explotación I-3 (Costa del Sol Occidental) es el embalse de La Concepción (Fig. 5.1), que regula los caudales del río Verde y los trasvasados desde los azudes de derivación de los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza. Dichos recursos se distribuyen hacia la Estación de Tratamiento de Agua Potable (ETAP) de Marbella, de la cual parten dos conducciones principales (ramal oeste y ramal este) para el abastecimiento a los municipios de la Costa del Sol Occidental. Además de contar con recursos de origen superficial, el subsistema I-3 dispone de fuentes de suministro de naturaleza y procedencia diversa. Con objeto de aumentar la garantía de suministro en periodos de escasez, la empresa encargada del suministro en alta (ACOSOL) dispone de captaciones de agua subterránea en los acuíferos aluviales de los ríos Guadiaro, Guadalmanza y Fuengirola (Fig. 5.1) y, desde el año 2005, agua procedente de la planta desalinizadora de Marbella.

Los recursos propios del subsistema I-3 se complementan con los trasvasados desde los subsistemas de explotación de las cuencas de los ríos Guadarranque – Palmones (I-1), Guadiaro (I-2) y Guadalhorca – Guadalmedina (I-4). El subsistema de explotación I-1 cuenta con dos grandes embalses, Charco Redondo y Guadarranque, con una capacidad total de almacenamiento de 169 hm³. Parte de los recursos de este último se envían a la ETAP de Arenillas (Fig. 5.1), y se distribuyen hacia los municipios de la Costa del Sol Occidental a través del ramal oeste. Dicha transferencia se hizo efectiva a finales del año 2014, tras la firma del acuerdo de colaboración entre las empresas de abastecimiento del Campo de Gibraltar (ARCGISA) y de la Costa del Sol Occidental (ACOSOL). En las proximidades de la ETAP de Arenillas (término municipal de Castellar de la Frontera), existe una serie de sondeos denominados “Captaciones de Majarambuz o Pozos del Romeral” que captan los recursos procedentes de la masa de agua subterránea Guadarranque – Palmones (Fig. 5.1). Está previsto utilizar dichos sondeos para complementar el abastecimiento a la Costa del Sol (BOJA, 2016), aunque no se conoce con exactitud el caudal máximo que podrían aportar a la red. En relación con el subsistema de explotación I-2, se vienen utilizando los recursos del acuífero aluvial del Guadiaro (Fig. 5.1) como apoyo durante situaciones de emergencia en el abastecimiento a los municipios de la Costa del Sol Occidental. En los últimos años, la aportación desde dicho acuífero se ha reducido considerablemente debido a problemas de contaminación por contenidos elevados en manganeso (Fig. 5.2). En el decreto 240/2005, de 2 de noviembre, por el que se regularon medidas excepcionales ante la situación de sequía, estaba prevista la construcción de un nuevo sondeo en la margen izquierda del río Guadiaro y de una planta de eliminación de manganeso. En la actualidad, dichos problemas de contaminación persisten, dado que ARCGISA y ACOSOL no pueden utilizar los sondeos que captan el acuífero aluvial del río Guadiaro para abastecimiento.

Figura 5.1. Esquema de gestión del sistema de abastecimiento de la Costa del Sol Occidental (I-3). Nota: MB = Marbella; ARE = Arenillas; abast. = abastecimiento; Pdr = río Padrón; Gms = río Guadalmanza; Gmn = río Guadalmina; Gdz = río Guadaiza



5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

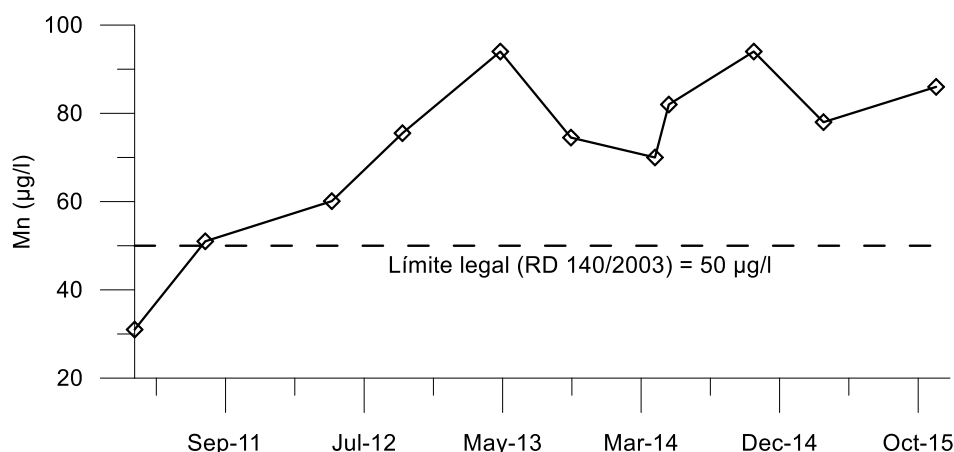


Figura 5.2. Evolución del contenido en manganeso (Mn) en las aguas del pozo Ranney San Enrique (código CA0647001 CMAOT), próximo a las captaciones del río Guadiaro para abastecimiento a la Costa del Sol (ver figura 5.1). Fuente: CMAOT (2016)

La conexión con el subsistema de explotación I-4 (Fig. 5.1) permite dotar al sistema de abastecimiento de la Costa del Sol Occidental de mayores garantías de suministro, ya que cuenta con una capacidad de almacenamiento de 368 hm³. Aun así, las aportaciones de recursos desde otros subsistemas de explotación están supeditadas, en primer lugar, a la satisfacción de la demandas en dichos subsistemas. El resto demandas de agua existentes en el subsistema I-3 (agrícolas y riego de campos de golf) son considerablemente inferiores a las urbanas (53 hm³/año suministrados por ACOSOL), con valores de 3 y 15 hm³/año, respectivamente. La demanda agrícola se cubre principalmente con aguas superficiales, a partir de distintas tomas en los ríos Padrón, Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza (Fig. 5.1) y los campos de golf complementan el riego con aguas residuales depuradas mediante el uso de captaciones de agua subterránea y tomas en ríos.

En dos sectores acuíferos de la masa de agua subterránea Marbella – Estepona (entre San Pedro de Alcántara y Marbella, figura 5.1), se llevan a cabo experiencias de recarga artificial. En los sondeos del sector de Aloha (al oeste de la planta desalinizadora de Marbella), los recursos excedentarios inyectados proceden del acuífero aluvial del río Verde, localizado aguas abajo de la presa de La Concepción. Dichos recursos se generan en periodos de aguas altas (meses de invierno), cuando la recarga (por infiltración de agua de lluvia y de la escorrentía superficial) supera considerablemente el volumen extraído para abastecimiento. En el conjunto de sondeos del Señorío de Marbella, la recarga artificial tiene lugar cuando se activa el manantial de Camoján (Fig. 5.1). Dicha situación se produce cuando se suceden varios eventos de lluvia de cierta intensidad, al tratarse de una surgencia kárstica de tipo “*trop plein*”. Los recursos subterráneos del manantial de Puerto Rico (código M3 en la figura 5.1) también se utilizan en el abastecimiento a Marbella. Todas estas actuaciones las lleva a cabo la empresa Hidralia, encargada del suministro domiciliario de agua a los municipios de Torremolinos, Marbella, Benahavís, Estepona y Manilva. El contrato de concesión de servicios del ciclo urbano del agua puede ser mixto, como en el caso de Benahavís y Torremolinos, o completamente privado.

El Plan Hidrológico 2015 – 2021 de la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (BOJA, 2016) establece un programa de medidas para garantizar el

suministro de agua a todas las demandas y alcanzar el buen estado de las masas de agua superficial y subterránea. Por lo que respecta al subsistema de explotación I-3, el proyecto de trasvase Genal – Verde (Fig. 5.1) se queda sin asignación presupuestaria, al igual que ocurre con los anteproyectos de construcción de la nueva presa del río Verde y de las presas en los arroyos Ojén y Alaminos, cuya propuesta ya se contemplaba en el Plan Hidrológico Nacional del año 2001. La única infraestructura que se incluye en el programa de medidas del Plan Hidrológico vigente y que supondría una nueva fuente de recursos es la construcción de la planta desalinizadora de Mijas - Fuengirola (Fig. 5.1) para el año 2027, con una capacidad teórica de tratamiento de 20 hm³/año, que podría duplicarse a los 10 años de entrar en funcionamiento. Dicha planta ha sido clave en la satisfacción teórica de las garantías de suministro en los modelos de simulación elaborados en el Plan Hidrológico del año 2009. La mejora del estado cuantitativo y químico de las masas de agua subterránea Marbella- Estepona, río Fuengirola y Sierra de Mijas (Fig. 5.1) es una tarea pendiente, debido a que la planta desalinizadora no se ha construido y, por tanto, no ha aportado los caudales que *a priori* iban a cubrir parte de la demanda satisfecha por estos acuíferos.

En el nuevo Plan Hidrológico (BOJA, 2016) están presupuestados proyectos de mejora en las infraestructuras de distribución de agua del sistema de abastecimiento mancomunado (ramales oeste y este, figura 5.1), con medidas encaminadas a la gestión de la demanda (mejora de la eficiencia en las redes de suministro) y de la oferta (aumento de la capacidad de conducción). De hecho, en el estado de previsión de ingresos, gastos e inversiones (E.P.I.G.I) de ACOSOL para el año 2016 ya se contemplan algunas medidas en este sentido.

En el programa de medidas del Plan Hidrológico no se hace mención a las obras de ampliación de la ETAP de Marbella para duplicar su capacidad de tratamiento (pasaría de 2.300 a 4.600 l/s), adjudicadas en enero de 2008 al consorcio Cadagua-Ferrovial. Las obras de ampliación se paralizaron en mayo de 2012 y se reactivaron en noviembre de 2014 tras la formalización de un préstamo entre el Banco Europeo de Inversiones (BEI) y la Junta de Andalucía, por un total de 31,5 millones de euros. A día de hoy la obra está paralizada y sin ejecutar al 100 %. La capacidad actual de tratamiento (2.300 l/s) es inferior al volumen de agua demandado en determinados momentos del día durante los meses de julio y agosto. Durante dicho meses los caudales tratados en la planta se encuentran próximos al límite admisible, con valores punta que pueden alcanzar los 3.000 l/s. En el Plan Hidrológico tampoco se contempla ninguna actuación para mejorar la eficiencia de la conducción que distribuye el agua desde la presa de La Concepción hasta la ETAP, con una diferencia de volumen de agua a la salida del embalse y a la entrada de la ETAP en torno al 3%.

Por lo que respecta al acuerdo de colaboración firmado entre las empresas de agua del Campo de Gibraltar (ARCGISA) y la Costa del Sol Occidental (ACOSOL), tiene una vigencia mínima de cuatro años desde la fecha de la firma del acuerdo (29/04/2013), pero con vocación de continuidad de forma indefinida, según afirman los responsables de ambas entidades. Mediante la firma de dicho acuerdo, la Mancomunidad de Municipios del Campo de Gibraltar se compromete a suministrar un volumen mínimo y máximo anual de 7 y 12 hm³, respectivamente, procedente de la ETAP de Arenillas (Fig. 5.1), que trata los recursos procedentes del embalse de Guadarranque. En junio de 2014, ACOSOL efectuó el primer acuerdo de compra-venta de agua

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

en alta a ARCGISA. Dicho acuerdo supuso el trasvase de $2,5 \text{ hm}^3$ desde la ETAP de Arenillas, por un importe total de 400.000 € ($0,16 \text{ €/m}^3$). Esta compra anticipada sirvió para agilizar la finalización de las obras de la planta potabilizadora de Arenillas. El caudal medio suministrado desde el Campo de Gibraltar hacia la Costa del Sol Occidental ha variado entre 200 y 300 l/s, aunque está previsto que alcance valores cercanos a los 400 l/s ($12,6 \text{ hm}^3/\text{año}$).

En el E.P.I.G.I de ACOSOL de 2016 se contemplaba una previsión de gastos derivados de la compra de agua en alta a ARCGISA. Dicha previsión de compras se estima que sea del orden del volumen mínimo anual a transferir según el acuerdo de colaboración (7 hm^3), a un coste total de $0,17 \text{ €/m}^3$ (abastecimiento más canon de mejora). En relación con el agua comprada a la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio (recursos del embalse de La Concepción), se prevé que ACOSOL compre 40 hm^3 , a un precio de $0,015 \text{ €/m}^3$.

5.2 Análisis temporal de las fuentes de recursos utilizadas

En la figura 5.3 se presenta la evolución del volumen de agua procedente de las diferentes fuentes de recursos hídricos que integran el sistema de abastecimiento en alta de la Costa del Sol Occidental. Se observa que existe un claro predominio de los recursos de origen superficial almacenados en el embalse de La Concepción (Fig. 5.1) para garantizar el abastecimiento, si bien es cierto que su contribución con respecto al resto de fuentes ha disminuido ligeramente en los últimos años. Dicha disminución se inició a partir del año 2005, cuando se puso en funcionamiento de la planta desalinizadora de Marbella, y continúa en la actualidad.

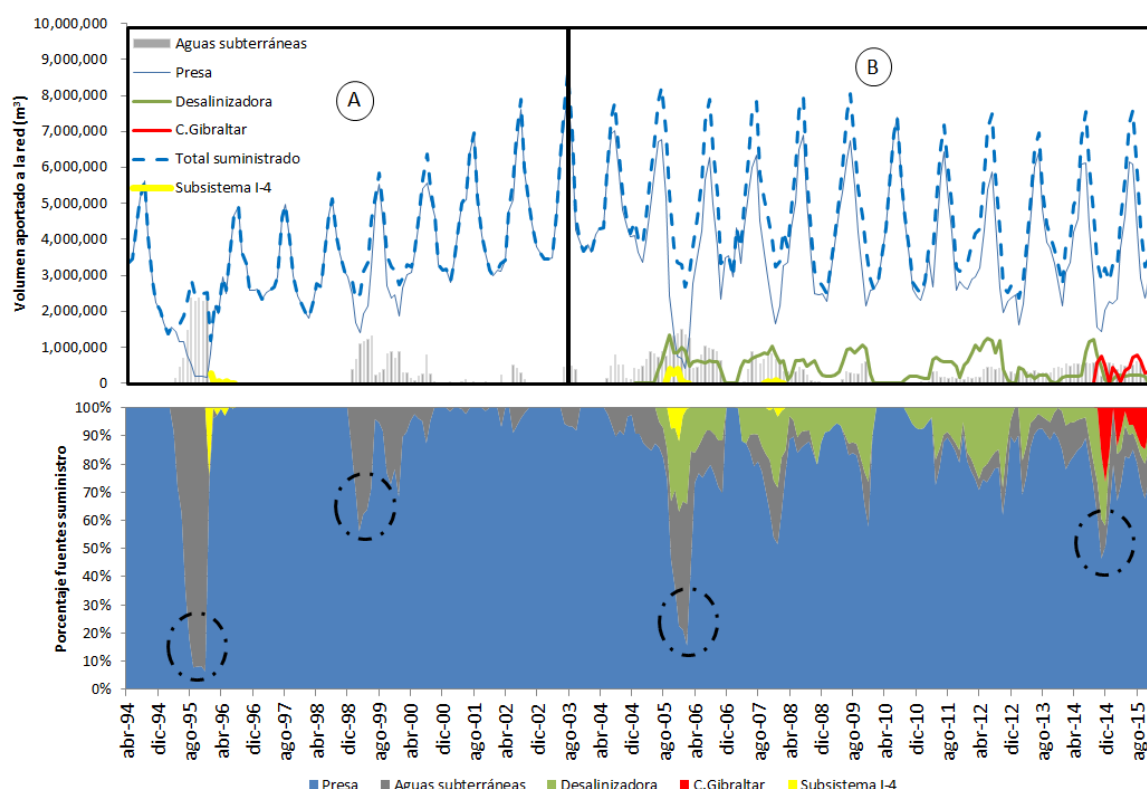


Figura 5.3. Evolución anual del volumen de agua procedente de las diferentes fuentes de recursos hídricos del sistema de abastecimiento en alta de la Costa del Sol Occidental

El volumen total de agua suministrada en alta por ACOSOL experimentó un aumento considerable durante los primeros 10 años de registro (periodo A), con máximos mensuales de 5,6 y 8,6 hm³ en los años 1994 y 2003, respectivamente. A partir de 2003, se observa una tendencia descendente con máximos y mínimos mensuales cada vez menores (periodo B). En los dos últimos años de los que se dispone de información (2014 y 2015) la tendencia descendente se interrumpe ligeramente aunque sin llegar a los valores del año 2003 (Fig. 5.3). El aumento del agua suministrada hasta el año 2003 podría estar relacionado con un aumento en la población demandante de recursos hídricos. El descenso del volumen total de agua suministrado por ACOSOL a partir del año 2003 puede deberse a diversos factores, tales como, un aumento de la eficiencia en las redes de distribución, un menor consumo por parte de los hogares (fomento de

campañas de ahorro y concienciación ciudadana) y/o un mayor volumen de agua distribuido en baja por las empresas encargadas del suministro domiciliario (menor cantidad de agua comprada en alta a ACOSOL). En la figura 5.4 se observa que el descenso del volumen de agua facturado por ACOSOL en el municipio de Estepona a partir de 2005 está relacionado con un aumento de la explotación de los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona por parte de Hidralia. El caudal medio bombeado por Hidralia en el municipio de Marbella es de 6 hm³ (línea discontinua roja en la figura 5.4), el cual aumenta en años húmedos debido a la mayor aportación de los acuíferos cuaternarios en la explotación realizada por Hidralia Marbella. Por otro lado, el volumen anual captado en el acuífero carbonático de la Sierra de Mijas para abastecimiento a Benalmádena (EMABESA) ha experimentado en los últimos años (2009 – 2013) un aumento cercano a los 4 hm³, que ha coincidido con volúmenes mínimos de agua facturada por ACOSOL (1,4 hm³) a dicho municipio. En los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona, el aumento de las extracciones de aguas subterráneas tiene lugar en los años húmedos 2010 y 2011 (Fig. 5.4), cuando los acuíferos presentan mayor disponibilidad de recursos hídricos. En la figura 5.4 no se han incluido los recursos subterráneos captados en el acuífero carbonático de la Sierra de Mijas por parte de ASTOSAM (abastecimiento a Torremolinos), debido a que apenas recibe recursos mancomunados y su evolución no explicaría la tendencia descendente observada en los volúmenes de agua suministrados por ACOSOL (Fig. 5.3).

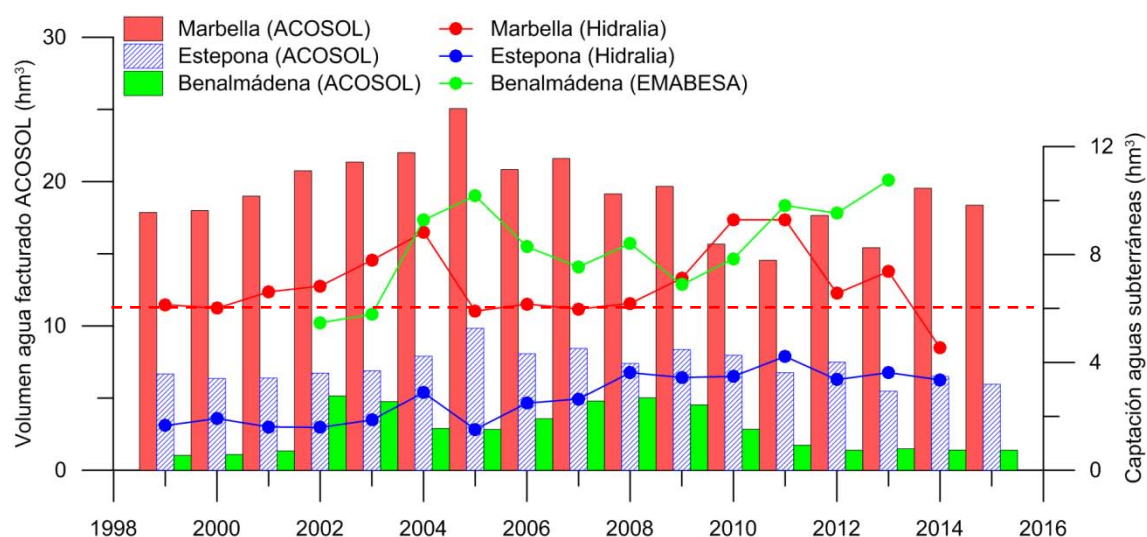


Figura 5.4. Evolución del volumen anual de agua facturado por ACOSOL a los municipios de Marbella, Estepona y Benalmádena y de la extracción de agua subterránea en los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona (Hidralia) y en el acuífero carbonático de la Sierra de Mijas (EMABESA)

Por lo que respecta a las estrategias de utilización de recursos hídricos, en la Costa del Sol Occidental se observan dos periodos claramente diferenciados. En una primera etapa (A), la utilización de recursos hídricos complementarios, fundamentalmente de origen subterráneo, se limitó a periodos especialmente secos (sequías) como apoyo en situaciones de emergencia (Fig. 5.3). Dicho complemento al suministro de agua tuvo lugar durante las sequías de los años hidrológicos 1993/94 - 1994/95 y 1998/99 - 1999/00. En relación con el volumen total abastecido durante la primera sequía, la aportación de origen subterráneo fue superior al 90% de la demanda durante los meses de verano, cuando los volúmenes almacenados en la presa

alcanzaron mínimos históricos. Las abundantes lluvias registradas en los años hidrológicos 1995/96, 1996/97 y, en menor medida, en 1997/98, dieron lugar al llenado en el embalse de La Concepción. En dichas condiciones la demanda de agua hasta el siguiente periodo seco (años 1998/99 y 1999/00) se cubrió únicamente con recursos de origen superficial. La severidad del evento de sequía en este periodo fue inferior a la que tuvo lugar a principios de los años noventa, con una aportación máxima de recursos subterráneos que no superó el 50% del total de recursos suministrados (Fig. 5.3). Al igual que ocurrió tras el primer periodo seco, el sistema de abastecimiento volvió a depender en gran medida de los recursos almacenados en el embalse de La Concepción.

La estrategia de uso conjunto del periodo A, ligada fundamentalmente al nivel de llenado en el embalse, cambió sustancialmente a partir de la sequía de los años 2004/05 y 2005/06. Dicha sequía coincidió con la puesta en funcionamiento de la planta desalinizadora de Marbella en julio de 2005. La aportación de la planta desalinizadora se complementó con los caudales bombeados en los acuíferos aluviales de los ríos Guadiaro, Guadalmanza y Fuengirola y los recursos procedentes del subsistema de explotación I-4 (Fig. 5.1). Una vez finalizado el periodo seco, las aportaciones desde dichos acuíferos y la planta desalinizadora disminuyeron considerablemente, con mayores caudales procedentes del embalse de La Concepción. En los últimos 10 años, la oferta de recursos hídricos se ha diversificado significativamente (Fig. 5.3), con mayores aportaciones subterráneas procedentes del acuífero aluvial del río Fuengirola, de la planta desalinizadora de Marbella y, desde octubre de 2014, de la Estación de Tratamiento de Agua Potable de Arenillas (subsistema de explotación I-1). A este respecto, el acuerdo de colaboración firmado entre las empresas encargadas de la gestión integral del agua en la Costa del Sol Occidental (ACOSOL) y en el Campo de Gibraltar (ARCGISA) ha permitido incorporar otra fuente de suministro en el sistema de la Costa del Sol, con unas aportaciones máximas teóricas de 300 - 350 l/s.

En la figura 5.5 se presenta la evolución mensual del volumen de agua suministrado a la red por ACOSOL durante los años 2014 y 2015. En la serie de aportaciones procedentes de la Estación de Tratamiento de Agua Potable (ETAP) de Marbella (serie Presa) se observan valores máximos durante los meses de mayor demanda de agua. Dichos valores están condicionados por la capacidad de tratamiento de la ETAP, que se sitúa en torno a los 2.300 l/s ($6 \text{ hm}^3/\text{mes}$). El volumen aportado por los pozos del acuífero aluvial del río Fuengirola se mantuvo constante en torno a $0,5 \text{ hm}^3/\text{mes}$ durante todo el periodo de estudio. El máximo caudal aportado desde la ETAP de Arenillas ha sido de $0,8 \text{ hm}^3/\text{mes}$ (304 l/s), si bien es cierto que las aportaciones trasvasadas han variado considerablemente debido a problemas técnicos en el punto de transferencia de recursos entre los subsistema de explotación Costa del Sol (I-3) y Campo de Gibraltar (I-1). Debido a las escasas reservas almacenadas en el embalse de La Concepción a finales del verano de 2014 ($18,2 \text{ hm}^3$), se aumentó la producción en la planta desalinizadora de Marbella (Fig. 5.5), con volúmenes punta mensuales superiores a 1 hm^3 . Desde la puesta en funcionamiento de dicha planta en el año 2005, el volumen medio anual de agua tratado ($5,3 \text{ hm}^3$) ha sido considerablemente inferior al máximo teórico, próximo a los 20 hm^3 . En el año 2015 tuvo lugar un descenso significativo de los recursos procedentes de la planta

desalinizadora, con un volumen tratado de $1,9 \text{ hm}^3$ en comparación con los $4,8 \text{ hm}^3$ distribuidos por las conducciones del trasvase Campo de Gibraltar - Costa del Sol Occidental.

Más de la mitad del volumen de agua distribuido por ACOSOL durante los meses de noviembre y diciembre de 2014 procedió de recursos complementarios (desalinizados, subterráneos y trasvasados). Las abundantes lluvias registradas a finales de 2014 generaron volúmenes embalsados próximos a la capacidad máxima de almacenamiento (57 hm^3). Aun así, un porcentaje considerable del volumen de agua suministrado por ACOSOL (24%) se siguió cubriendo con fuentes de suministro no superficiales hasta diciembre de 2015 (Fig. 5.5). En relación con la transferencia de recursos desde el Campo de Gibraltar, en la figura 5.6 se presenta la evolución del volumen almacenado en el embalse de Guadarranque (Fig. 5.1), del cual se deriva el agua hacia la ETAP de Arenillas. Dicho embalse presenta una capacidad máxima de almacenamiento de $87,7 \text{ hm}^3$, que se suele alcanzar en años medios y húmedos. El volumen mínimo de agua almacenado hasta octubre de 2015 ha sido de 40 hm^3 , valor que contrasta con el dato de noviembre de 2016 ($24,7 \text{ hm}^3$). Esta situación coincide con una tendencia descendente de la desviación acumulada de la precipitación con respecto a la media histórica, si bien es cierto que durante otros periodos secos (años 2004/05 - 2008/09), nunca se llegaron a registrar volúmenes embalsados inferiores a 40 hm^3 . Dicho comportamiento debería ser tenido en cuenta por parte de los responsables de los sistemas de abastecimiento del Campo de Gibraltar y de la Costa del Sol Occidental, con objeto de evaluar la sostenibilidad y viabilidad de la transferencia de recursos a medio y largo plazo.

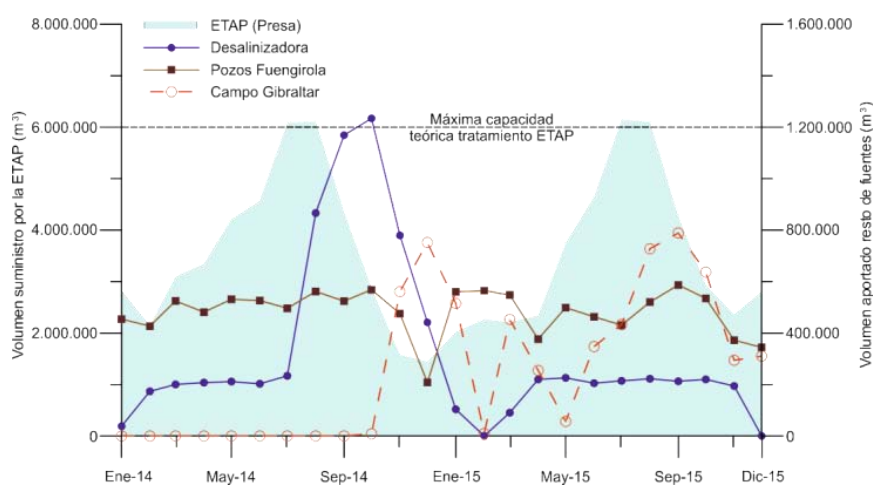


Figura 5.5. Evolución mensual del volumen de agua suministrado por ACOSOL durante los años 2014 y 2015

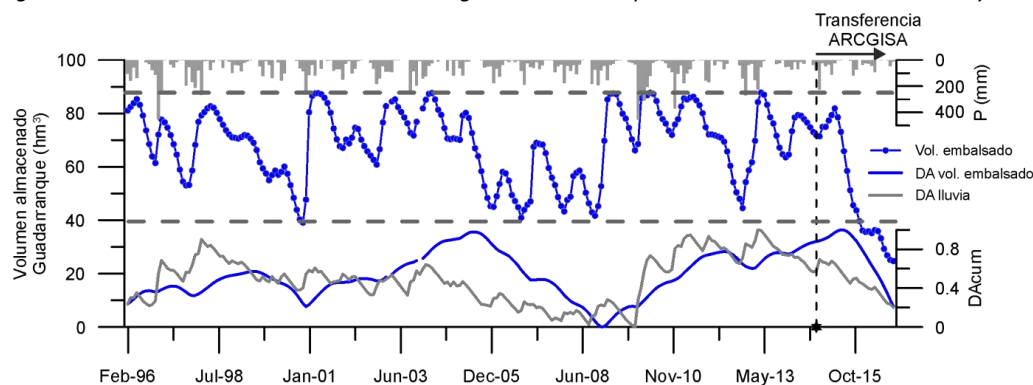


Figura 5.6. Evolución mensual histórica del volumen de agua almacenado en el embalse de Guadarranque. Notas: DA = desviación acumulada con respecto a la media histórica

5.3 Análisis de la población y demanda de agua

5.3.1 Análisis demográfico

Se ha utilizado la información contenida en los padrones municipales actualizada a fecha de 1 enero de 2016 (año 2015). Dicha información demográfica de los residentes censados y empadronados en los municipios se considera de alta calidad (Carvajal y Navarro, 2014). En los últimos años se ha avanzado mucho no sólo en la exactitud y rigurosidad de los datos, sino en su divulgación a partir de su publicación en la red por parte del Instituto Nacional de Estadística (INE). Además del estudio del número de habitantes a nivel municipal, también se ha realizado un análisis algo más detallado de las principales unidades poblacionales que integran cada municipio (Fig. 5.7). En la figura 5.7 se muestra un mapa con la distribución espacial de las distintas unidades poblacionales, agrupadas por municipios. El número total de empadronados en los municipios de la Costa del Sol Occidental es de 530.102 habitantes. Se observa que la mayoría de la población se concentra en las cabeceras municipales (núcleos históricos principales), como ocurre en Estepona, Marbella, Istán, Ojén, Fuengirola, Benalmádena y Torremolinos. En el caso de los municipios de Manilva, Casares y Mijas, la mayor concentración de población tiene lugar en la franja costera de dichos municipios (Fig. 5.7). El mayor número de habitantes censados en los núcleos principales (año 2015) se localiza en Fuengirola, Marbella, Torremolinos, Arroyo de la Miel – Benalmádena Costa y Estepona, con 77.525, 73.582, 67.486, 48.926 y 46.754 habitantes, respectivamente. Dichos valores representan, por término medio, entre el 70 y 100% de la población total. El municipio de Marbella es un caso particular, con una población más distribuida a lo largo de su territorio, principalmente en los núcleos de Marbella, San Pedro de Alcántara y Nueva Andalucía (Fig. 5.7).

En general, se han identificado dos grandes tipos de evoluciones demográficas (Fig. 5.7). Por un lado, todos los municipios han experimentado un crecimiento considerable desde comienzos del año 2000. Dicho crecimiento se ha estabilizado (tipo I) o mantenido (tipo II) en los últimos años en función del municipio en cuestión. La mayoría de las unidades poblacionales pertenecen al tipo I, como en el caso de las ubicadas en los municipios de Estepona, Marbella, Istán, Ojén, Mijas, Fuengirola, Benalmádena y Torremolinos (Fig. 5.7). Por otro lado, el comportamiento observado en los núcleos de población de Manilva, Casares y Benahavís es dual, con un crecimiento poblacional estabilizado en los núcleos principales (pueblos de interior) y mantenido en la franja costera (Manilva Costa y Casares Costa) o en sectores adyacentes de Benahavís (Cortés – Bh y Artola en la figura 5.7). Aun así, la importancia del aumento en el número de habitantes en dichos municipios apenas tiene relevancia a nivel regional, debido a que su población representa únicamente el 1,6% de la población total de la Costa del Sol Occidental.

Un análisis más detallado de las evoluciones del número de habitantes empadronadas en cada municipio se presenta en la figura 5.8. Prácticamente todos los municipios presentan tasas de variación anual próximas al 0% en el periodo 2010 - 2015, con una curva de habitantes claramente asintótica en los últimos años de registro. Este comportamiento

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

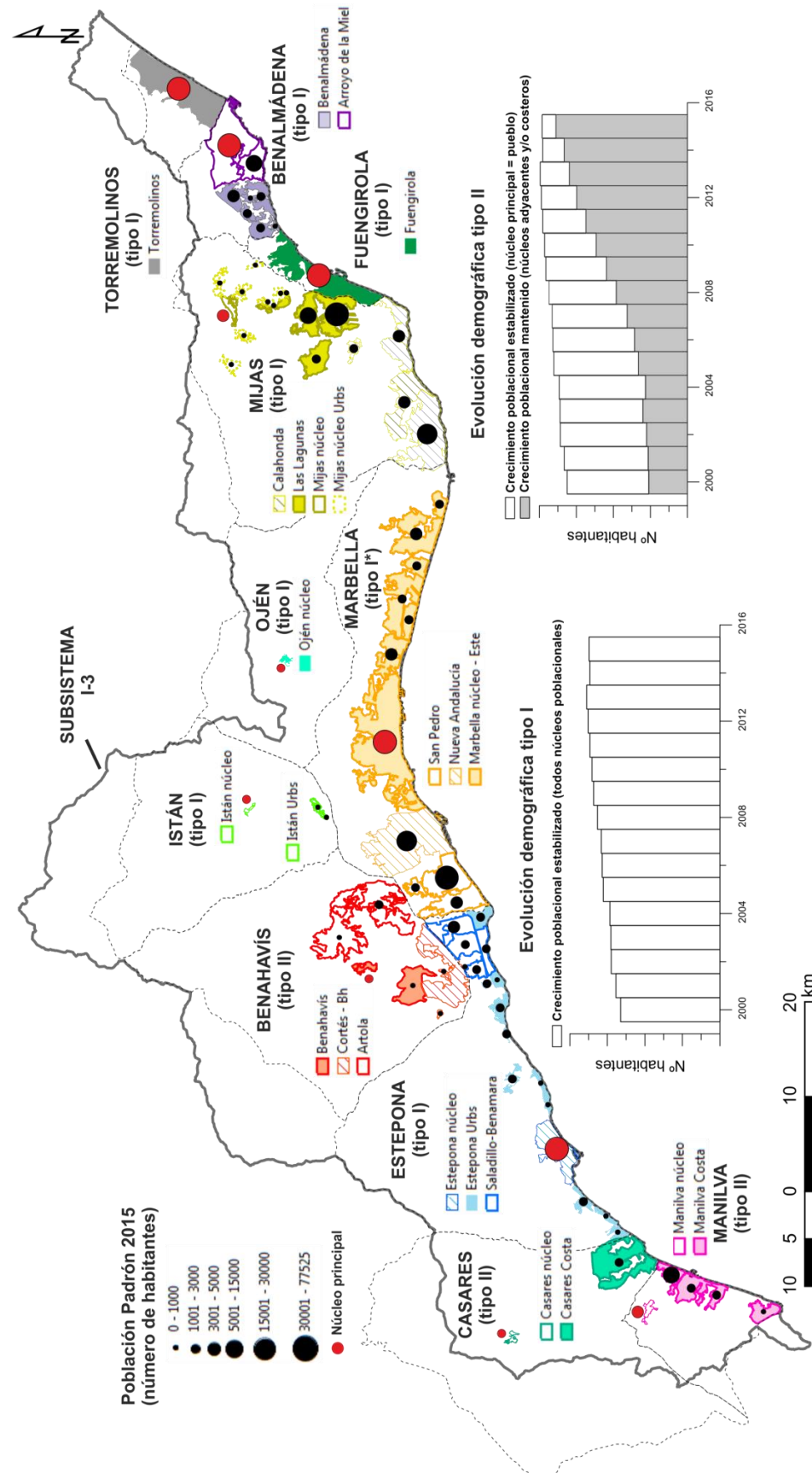


Figura 5.7. Distribución espacial de las principales unidades poblacionales en los municipios (líneas discontinuas) de la Costa del Sol Occidental

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

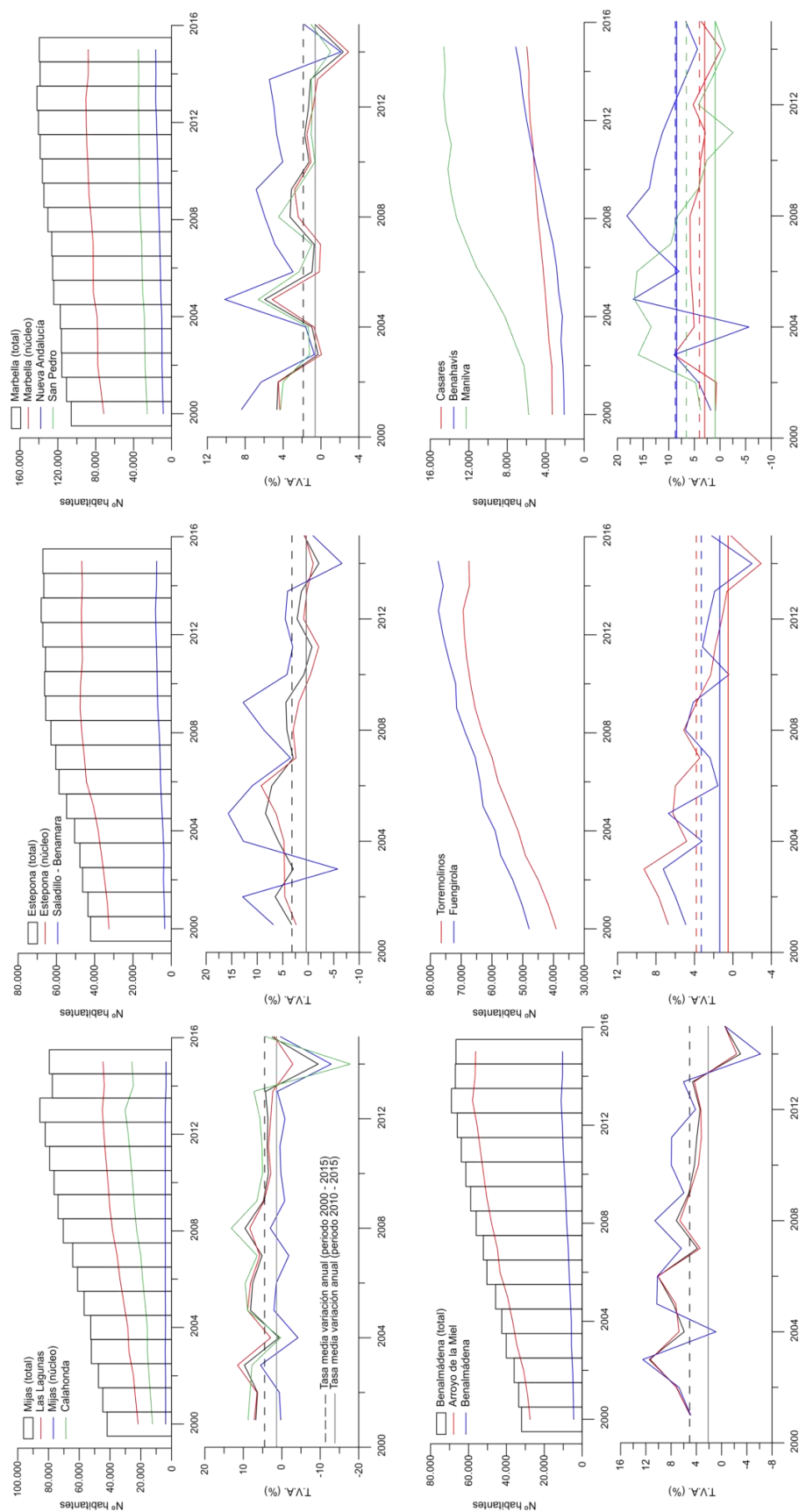


Figura 5.8. Evolución de la población empadronada en los principales municipios de la Costa del Sol Occidental y sus respectivas tasas de variación anual (T.V.A.)

corresponde al modelo de crecimiento poblacional tipo I. Se observa una tendencia descendente generalizada en las evoluciones de las tasas de variación anual de todos los municipios. Dicha tendencia se debe a la disminución de las tasas de variación anual del periodo 2000 – 2015 en comparación con las observadas en los últimos 5 años (Fig. 5.8). Este descenso no es tan importante en los municipios de Casares y Benahavís, debido a un aumento considerable en el número de habitantes en núcleos poblacionales costeros y/o adyacentes. Dicha situación también tiene lugar en la urbanización Nueva Andalucía (Marbella), con tasas de crecimiento anuales muy superiores a las del resto del municipio (Fig. 5.8). Por tanto, existen diferentes dinámicas poblacionales entre los distintos municipios y núcleos de población que los constituyen.

Con el objetivo de realizar un estudio más exhaustivo del comportamiento demográfico de los municipios de la Costa del Sol, se ha llevado a cabo un análisis intercomparativo de las tasas de crecimiento anual a partir de un análisis estadístico multivariante. Se ha utilizado el software “*TrajPop (Trajectories of Populations)*”, desarrollado en el marco del proyecto europeo *GeoDiverCity*. A nivel europeo, dicha herramienta se ha implementado en el estudio denominado TRAVEDE (*Trajectoires Demographiques des Villes Européennes*) en el periodo 1961 – 2011, llevado a cabo por el centro de investigación *UMR 8504 Géographie – Cités* de la Universidad Paris 1 Panthéon Sorbonne (Bretagnolle *et al.*, 2016).

El programa “*TrajPop*” permite clasificar las diferentes unidades poblacionales en grupos o *clusters* en función de la evolución temporal del número de habitantes (Fig. 5.9). Se han distinguido dos grandes tipos de dinámicas poblacionales, la primera corresponde a los grupos 1, 2 y 4 (clase A), y se caracteriza por una disminución progresiva de las tasas anuales de crecimiento. Se trataría, por tanto, de núcleos de población más maduros que iniciaron sus procesos de urbanización con anterioridad a los grupos poblacionales 3 y 5 (clase B). Dichos grupos se encuentran en fase de crecimiento exponencial, más acentuado en el segundo grupo (Fig. 5.9). La población agrupada en la clase A representaba, en el año 2015, el 93,5% del total de residentes en la Costa del Sol Occidental, con 485.071 habitantes. El porcentaje de residentes pertenecientes a los grupos 3 y 5 ha aumentado un 4% en el periodo 2000 - 2015, con valores de 2,7 y 6,5% con respecto al total de población.

Los núcleos principales (“pueblos”) de los municipios de Manilva, Casares, Estepona, Istán, Marbella y Mijas pertenecen al grupo 4, cuya dinámica poblacional se caracteriza por un marcado estancamiento en el número de habitantes empadronados. Aun así, en dichos municipios existen entidades poblacionales de menor tamaño con tasas anuales de variación superiores a las del núcleo principal y que pertenecen, por tanto, a otros grupos (Fig. 5.9). La mayoría de las urbanizaciones de los municipios de Marbella y Estepona se clasifican en el segundo grupo (áreas de crecimiento poblacional lento). En el caso de Manilva, Casares y Mijas, sus poblaciones costeras y/o diseminadas suelen pertenecer a los grupos 3 y 5, con mayores tasas anuales de variación. El resto de núcleos principales (Benahavís, Ojén, Fuengirola, Benalmádena y Torremolinos) presentan comportamientos diferentes. Por un lado, Benahavís es la única cabecera municipal que experimenta un crecimiento continuado de su población (grupo 3). Además, sus núcleos poblacionales secundarios (Artola y Cortés – Bh en la figura 5.7) pertenecen al grupo 5, caracterizados por un aumento exponencial en el número de habitantes

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

(Fig. 5.9). Por otro lado, los núcleos de población de Fuengirola, Arroyo de la Miel – Benalmádena Costa y Torremolinos se clasifican en el grupo 1, que agrupa a las poblaciones que experimentaron un crecimiento significativo durante la primera década del siglo XXI y un estancamiento a partir del año 2010.

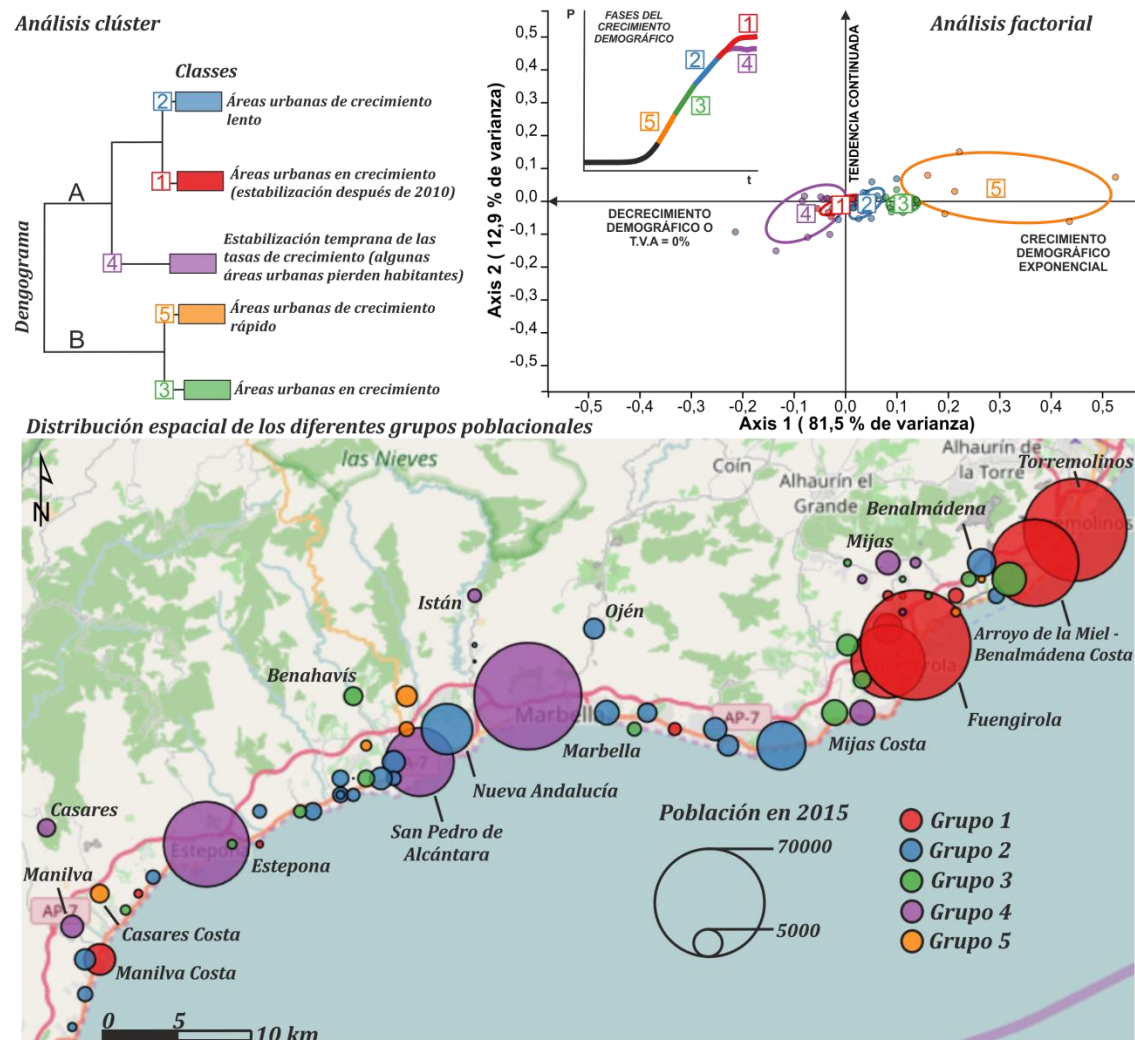


Figura 5.9. Análisis demográfico de los núcleos de población de la Costa del Sol Occidental. Nota: el tamaño de los círculos es proporcional al número de habitantes empadronados en el año 2015. Fuentes: TrajPop ([http://trajpop.parisgeo.cnrs.fr./](http://trajpop.parisgeo.cnrs.fr/))

Por lo que respecta a los resultados del análisis factorial, el primer eje (81,5% de la varianza) es capaz de clasificar los diferentes núcleos de población a partir de la fase de crecimiento poblacional en la que se encuentran (Fig. 5.9). El segundo eje apenas permite discriminar entre los diferentes grupos diferenciados, debido al bajo porcentaje de varianza explicado (12,9%). Las poblaciones que quedan fuera de la envolvente de los grupos 4 y 5 se relacionan con tendencias temporales opuestas. En el primer caso, están constituidas por núcleos de población con tasas de variación positivas hasta el año 2013 y muy negativas en 2014 (valor medio de -32%). Los núcleos de población con mayores valores en el eje 2 se caracterizan por un aumento continuado en el número de habitantes en el periodo 2000 - 2015, incluso durante el descenso generalizado de residentes empadronados que tuvo lugar en el año 2014 (Fig. 5.8).

El análisis de trayectorias poblacionales (*urban trajectories*) ha permitido identificar una elevada diversidad de comportamientos demográficos dentro de un mismo municipio. Existe una tendencia generalizada al estancamiento (*stagnation*) en el número de habitantes empadronados, con tasas de crecimiento anual progresivamente menores, especialmente en los núcleos de población de mayor tamaño, los cuales parecen haber alcanzado su madurez desde el punto de vista demográfico. Sin embargo, hay ciertas unidades poblacionales (por debajo de los 8.000 habitantes) que se encuentran todavía en la fase de crecimiento exponencial (*exponential stage*), si bien es cierto que su contribución al número total de habitantes es muy limitada.

Por lo que respecta a la validez de los padrones municipales a la hora de realizar estimaciones de población real, es importante tener en cuenta que un aumento del número de residentes empadronados puede estar relacionado o no con un crecimiento neto de la población. Por ejemplo, es posible que aumente el número de empadronados, como resultado de las campañas de regularización de habitantes que residen temporalmente en el municipio, y no la población total residente. Este proceso de ajuste poblacional se ha identificado a partir del análisis del volumen de residuos sólidos urbanos (R.S.U.) generado en cada municipio. La información utilizada procede del complejo medioambiental de la Costa del Sol Occidental situado en el término municipal de Casares. La serie de datos se refiere al volumen de residuos tratados en el periodo 1999 – 2016 en los municipios de Marbella, Estepona, Fuengirola, Benalmádena, Benahavís, Casares y Manilva. La información correspondiente a Istán y Ojén no se presenta debido a que el número total de habitantes empadronados es representativo de la población real. En el caso de los municipios de Mijas y Torremolinos, el tratamiento de residuos se llevó a cabo hasta el año 2010 por las empresas municipales LIMUSA y LITOSA, respectivamente. Dichos municipios se incorporaron a finales del año 2011 al complejo medioambiental de la Costa del Sol, al producirse el cierre de los vertederos municipales.

En la figura 5.10 se observa un aumento generalizado en la producción de residuos sólidos urbanos (R.S.U.) desde 1999 hasta prácticamente 2004 en los municipios más poblados (Fig. 5.10.A), a partir del cual se inicia una tendencia ligeramente descendente que se invierte en los últimos años. La producción de R.S.U. en los municipios de Estepona, Benalmádena y Fuengirola presenta valores y tendencias similares, a pesar de la diferencia en el número de habitantes empadronados en relación con el municipio de Fuengirola (10.000 habitantes más). El volumen medio anual de residuos sólidos urbanos generados en dichos municipios es de 38.857, 40.305 y 40.690 toneladas, respectivamente.

En el caso de Manilva (Fig. 5.10.B), el aumento en la generación de residuos sólidos continua hasta el año 2008 y se estabiliza en los últimos años. Únicamente los municipios de Benahavís y Casares (Fig. 5.10.B) presentan una tendencia ascendente en la generación de residuos sólidos urbanos. Esta tendencia sería coherente con un aumento de la población empadronada que podría ser indicativa de un crecimiento neto del número de habitantes en dichos municipios (Fig. 5.8, 5.9). En la figura 5.10.C se presenta la generación de R.S.U. en los núcleos de población de Mijas y Torremolinos, cuya producción anual es muy similar a la de los municipios de Estepona, Benalmádena y Fuengirola (en torno a 40.000 toneladas), con máximos en verano de 4.500 toneladas. En el municipio de Mijas se aprecia un menor grado de

estacionalidad en la producción de R.S.U., con valores más elevados en los meses de invierno

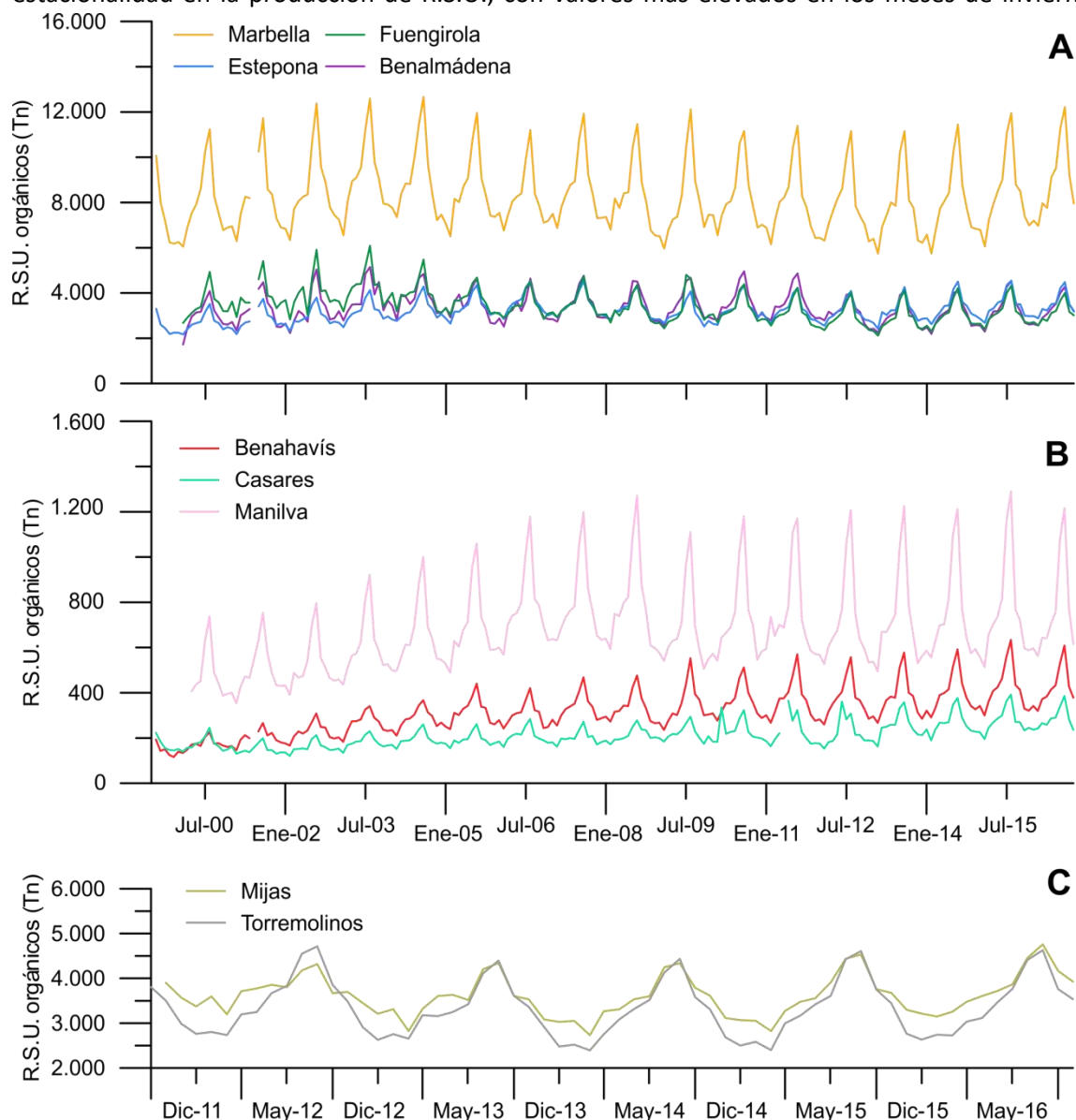


Figura 5.10. Evolución mensual del volumen de residuos sólidos urbanos registrado en la planta de tratamiento de Casares procedente de los principales municipios de la Costa del Sol Occidental

que en el resto de municipios con un volumen de población empadronada similar (Fig. 5.10). Dicha estacionalidad se observa claramente si se comparan los valores medios mensuales de R.S.U. en los principales municipios de la Costa del Sol Occidental (Fig. 5.11.A), con máximos en agosto que llegan a duplicar a los valores registrados en el mes de febrero. La relación existente entre la producción de R.S.U. y el número de habitantes empadronados en municipios de tamaño intermedio (20.000 – 100.000 habitantes) no es directamente proporcional, con un volumen de R.S.U. generado en los municipios de Mijas y Fuengirola muy similar al registrado en Benalmádena, Estepona y Torremolinos, que presentan una población empadronada menor (Fig. 5.11.B). Dicha situación se puede observar en las dos series de generación de R.S.U., la correspondiente al promedio del periodo 1999 – 2015 y al valor del año 2015. Esto podría ser debido a la existencia de una población real (empadronada más estacional) del mismo orden de magnitud en los municipios de Mijas, Fuengirola, Benalmádena, Estepona y Torremolinos, si se

asume que los ciudadanos que residen en dichos municipios generan, por término medio, la misma cantidad de residuos.

Se ha calculado un índice de estacionalidad ($I.E. = RSU_{max} / RSU_{min}$) en la generación de R.S.U. a partir del cociente entre los valores mensuales máximos y mínimos (Fig. 5.11.B). Este índice varía entre 1,5 y 2,1 en los municipios de Mijas y Manilva, respectivamente. Este último tiene una producción media mensual de R.S.U. de 600 toneladas (de septiembre a junio), cuyo aumento se concentra principalmente en los meses de julio y agosto (Fig. 5.11.A). En los municipios de mayor tamaño, dicho aumento es más pronunciado a partir del mes de marzo, justo después de registrar en febrero el valor mínimo mensual. La producción media mensual de R.S.U. durante los meses de menor afluencia turística, es similar en los municipios de Torremolinos, Benalmádena y Estepona y mayor en el caso de Fuengirola y, especialmente, Mijas. La mayor generación de R.S.U. en dicho municipio podría deberse a la presencia de una población estacional no censada que reside durante gran parte del año en el territorio (no sólo en verano), lo cual contribuye a generar más R.S.U. en los meses de otoño, invierno y primavera.

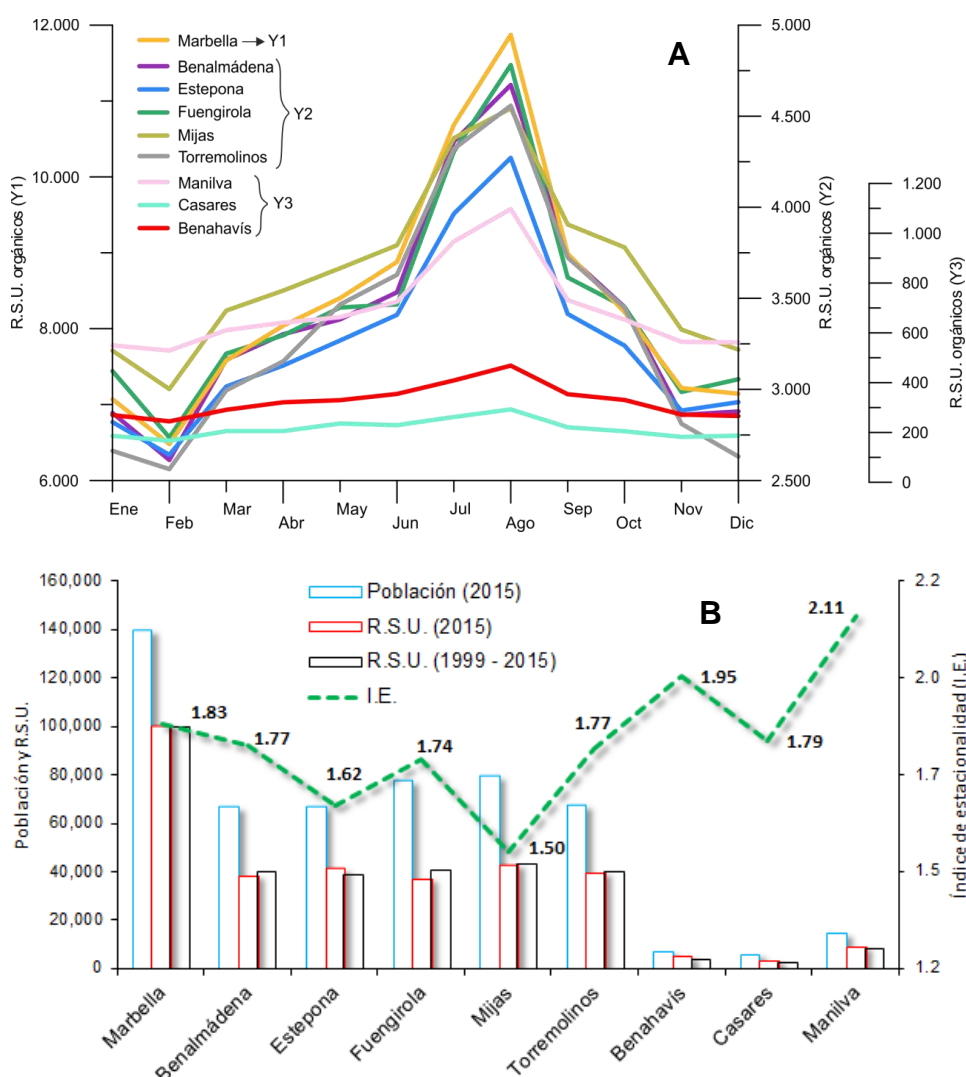


Figura 5.11. Evolución mensual del volumen medio (periodo 1999-2016) de residuos sólidos urbanos (R.S.U.) generado en los principales municipios de la Costa del Sol Occidental (A) y población empadronada vs cantidad de R.S.U. orgánicos (B)

Es importante recalcar que la obtención de valores bajos del I.E. no siempre es indicativa de la existencia de una población estacional significativa. Por ejemplo, en el municipio de Estepona el valor de dicho índice es de 1,62; condicionado en gran medida por la menor producción de R.S.U. en el mes de agosto en comparación con los municipios de Benalmádena, Fuengirola, Mijas y Torremolinos.

La generación de residuos sólidos urbanos está condicionada por múltiples factores, tales como cambios socio-económicos y demográficos y diferentes patrones de consumo. A este respecto, las campañas de sensibilización hacia un consumo responsable también pueden influir en la cantidad de residuos generados (Beigl *et al.*, 2004). Desde el punto de vista de los indicadores socio-económicos, se suelen utilizar variables predictivas como el nivel de renta, el número de pernoctaciones en establecimientos hoteleros o la tasa de desempleo. A partir del análisis del número de habitantes, el tamaño medio del hogar, la estructura de la población o las tasas de mortalidad y fecundidad, se pueden realizar estimaciones sobre el volumen de residuos generados. Los mecanismos que influyen en la generación de residuos en un territorio son complejos y deben ser objeto de un estudio combinado (Ojeda-Benítez *et al.*, 2008).

Por lo que respecta a los municipios de la Costa del Sol Occidental, la principal explicación a la estabilización de la cantidad de residuos sólidos urbanos (Fig. 5.10) estaría relacionada con un proceso de estancamiento en el crecimiento poblacional (Fig. 5.8). Es posible que los municipios de la Costa del Sol se encuentren en una fase próxima a la saturación como destino residencial y turístico. Esta conclusión se comenta de forma más detallada en el apartado 2.3.2.2.

5.3.1.1 Estimación futura de la población empadronada

El análisis de los patrones demográficos y migratorios que determinan la dinámica poblacional de un territorio constituye un gran reto. Dicho análisis puede indicar si la población se encuentra en fase crecimiento, decrecimiento o estancamiento (Pumain *et al.*, 2015). En el ámbito de la demografía se han desarrollado herramientas matemáticas que simulan la dinámica poblacional, conocidas comúnmente como modelos de proyección. La proyección de la población en escenarios futuros es fundamental para el dimensionamiento de las infraestructuras de servicios en un territorio. Dicha proyección se ha descrito con éxito a partir de la ley de Gibrat (Gabaix y Loannides, 2004; Rozenfeld *et al.*, 2008), definida por la siguiente relación lineal.

$$X_{i(t+1)} = k_{i(t)} * X_{i(t)}$$

Donde:

$X_{i(t)}$ = población del municipio i en el tiempo t

$k_{i(t)}$ = tasa de crecimiento

$$X_{i(t+1)} = \text{población del municipio } i \text{ en el tiempo } t+1$$

Aun así, dicha expresión no es capaz de reproducir el comportamiento de una unidad poblacional que presente tasas de crecimiento variables (positivas y negativas) en el tiempo, como ocurre en los municipios de la Costa del Sol Occidental (Fig. 5.8). En este sentido, se ha llevado a cabo un ajuste de las series de población empadronada a partir del modelo de crecimiento sigmoideo de Gompertz (Gompertz, 1825; Zwietering *et al.*, 1990). Dicho modelo ha permitido estimar la población empadronada en los municipios de la Costa del Sol en el escenario 2016 - 2035. Los resultados de la simulación se presentan a continuación.

Se ha fijado el año 2035 como horizonte final debido, por un lado, a la falta de fiabilidad de las proyecciones demográficas a medida que se avanza en el tiempo y, por otro, a su coincidencia con el escenario considerado en el estudio “Proyección de la población de Andalucía, provincias y ámbitos subregionales 2013 – 2070”, realizado por el Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (IECA). El modelo de proyección implementado por el IECA se basa en el *método de los componentes*, que tiene en cuenta los distintos factores que determinan el volumen y la estructura de la población, tales como las tasas de mortalidad y fecundidad y los movimientos poblacionales (migraciones). El estudio concluye que el crecimiento poblacional se moderará significativamente en los próximos 25 años, con un envejecimiento generalizado de la población (Fig. 5.12). Hernando *et al.* (2013) identificaron dicha moderación en el crecimiento poblacional a partir de un análisis exhaustivo de los padrones municipales en todo el territorio nacional.

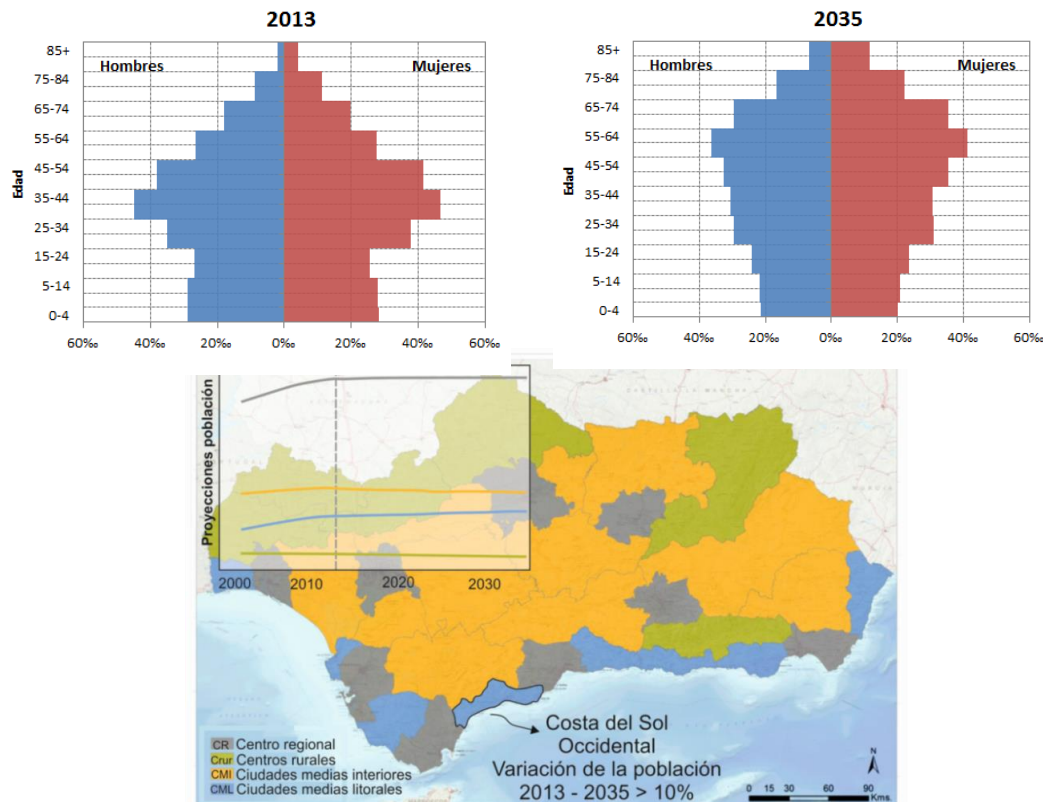


Figura 5.12. Resultados del estudio “Proyección de la población de Andalucía, provincias y ámbitos subregionales 2013 – 2070” en las unidades territoriales de Andalucía. Nota: las pirámides de población (parte superior) se refieren al municipio de Marbella

En la proyección demográfica realizada por el IECA, las ciudades medias litorales (CML en la figura 5.12) son las únicas unidades territoriales que presentan crecimiento poblacional en el horizonte 2035 (Fig. 5.12). Según dicho estudio, se espera que la población crezca más en los municipios de un tamaño intermedio, entre 10.000 y 100.000 habitantes. Dichos núcleos poblacionales son los más frecuentes en la Costa del Sol Occidental y comprenden los municipios de Manilva, Estepona, Mijas, Fuengirola, Benalmádena y Torremolinos. En la figura 5.13 se presenta el número de habitantes estimados en la proyección de la población de Andalucía, cuyo análisis se ha restringido a los núcleos de población de más de 10.000 habitantes. En todos los municipios se observa una tendencia a la estabilización en el número de habitantes en el horizonte 2035 (Fig. 5.13.A), a excepción del municipio de Mijas, donde la población aumenta en 26.800 residentes en el periodo 2013 - 2035. La unidad poblacional que experimenta el segundo mayor aumento en el número de habitantes es Manilva, con un porcentaje de variación del 24%. En relación con el total de habitantes en los municipios analizados, dicho porcentaje se sitúa en el 12%.

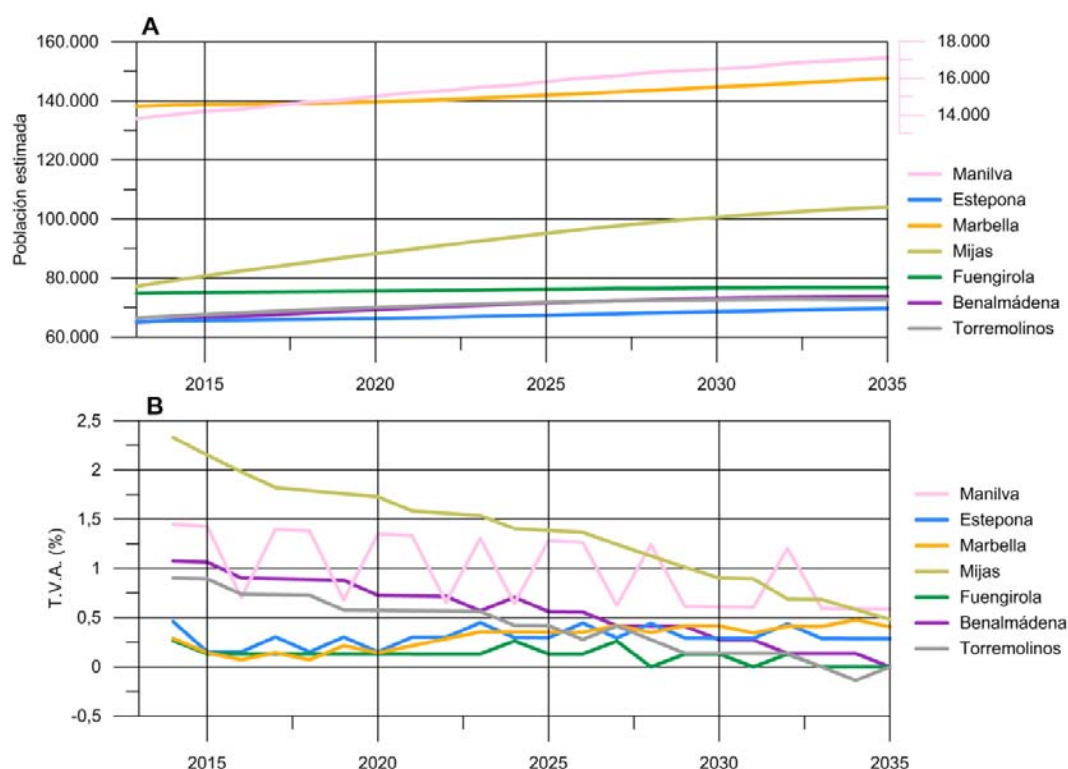


Figura 5.13. Proyecciones de población en el horizonte 2013 – 2035 (A) y tasas de variación anual (B) en los municipios de más de 10.000 habitantes de la Costa del Sol Occidental

Los municipios de Estepona, Fuengirola y Marbella presentarían las menores tasas de crecimiento, con un valor medio anual de 0,2% (Fig. 5.13.B). Las mayores tasas de variación anual corresponderían a los núcleos de población de Manilva y Mijas, que presentan valores medios de 1 y 1,5%, respectivamente. En relación con la evolución temporal de dichas tasas, se han identificado dos tendencias, por un lado, ligeramente ascendente en el municipio de Marbella y, por otro, descendente en el resto de entidades poblacionales. Los municipios de Benalmádena, Fuengirola y Torremolinos presentan T.V.A. nulas (0%) en el último año de proyección.

Se ha aplicado el modelo de crecimiento sigmoideo de Gompertz a las series anuales de población empadronada de los principales municipios de la Costa del Sol Occidental. La ecuación de Gompertz presenta la siguiente forma:

$$Y = A + C e^{-e^{-B(x-M)}}$$

Los parámetros A, C, B y M son coeficientes de ajuste adimensionales. Las variables x e Y corresponden al año de simulación y la población estimada, respectivamente. La selección del conjunto de parámetros que ha permitido obtener el mejor ajuste se ha basado en la optimización de una función objetivo, dirigida a minimizar la diferencia entre la población observada y simulada. Dicha función se ha definido a partir de la herramienta *Solver*, implementada en Microsoft Excel (Gottfried, 2000).

Es importante tener en cuenta que los resultados del ajuste dependen, en gran medida, de los años de inicio y fin de la simulación, debido a que dichos años pueden abarcar periodos con tasas anuales de variación diferentes. En el caso particular de la Costa del Sol Occidental, se ha detectado un descenso muy acusado de la población empadronada en los últimos años, especialmente en 2014 (Fig. 5.8). La comparación entre el volumen de población nacional y extranjera en los años 2013 y 2014 ha permitido constatar que el descenso se concentró únicamente en los residentes foráneos, a excepción del municipio de Benahavís, donde el número de habitantes empadronados aumentó en los dos sectores de población. El descenso más importante se produjo en el municipio de Mijas, al perder 8.079 habitantes entre los años 2013 y 2014. Marbella fue la segunda localidad en la disminución de residentes extranjeros, con 3.339 empadronados menos. A este respecto, los ayuntamientos tienen la obligación de renovar el censo cada 5 años en el caso de los ciudadanos de la Unión Europea y cada 2 si son de origen no comunitario. Es habitual que estos ciudadanos extranjeros vuelvan a sus países sin comunicar su baja del padrón y sólo se constate su ausencia en el momento de la renovación, aunque su marcha se haya producido en una fecha distinta a la de la actualización del padrón. Además, gran parte de los extranjeros comunitarios, especialmente la población inglesa, llegó en la década de los ochenta y noventa del siglo XX para pasar los años de su jubilación. Por lo tanto, no es de extrañar que ante situaciones de grave enfermedad o viudedad hayan optado por regresar a su país.

A partir de las series anuales de población empadronada se han elaborado dos proyecciones diferentes. Por un lado, se ha utilizado la serie más completa y fiable (1986 – 2013) y, por otro, el periodo comprendido entre 2000 y 2015 que tiene en cuenta el descenso reciente en el número de residentes. Además, se han comparado los resultados obtenidos con las series proyectadas por el IECA (Fig. 5.14). El modelo Gompertz ha sido capaz de reproducir el comportamiento observado en las series de población, con una tendencia evidente a la “asintotización” en la mayoría de los núcleos urbanos. En relación con las proyecciones demográficas elaboradas por el IECA, el modelo Gompertz ajustado en el periodo 2000 – 2015 obtiene resultados más similares a los estimados por dichas proyecciones. Aun así, existen

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

diferencias importantes, especialmente en los municipios de Mijas, Fuengirola y Manilva. Estas diferencias son esperables, en tanto en cuanto la metodología de cálculo utilizada en la estimación de las series de población es distinta. Dicha metodología es más compleja en el caso de las proyecciones demográficas del IECA, ya que tiene en cuenta, no sólo las tendencias observadas en el número de habitantes empadronados, sino diferentes hipótesis relacionadas con el crecimiento natural de la población (tasas de natalidad vs tasas de mortalidad) y movimientos migratorios.

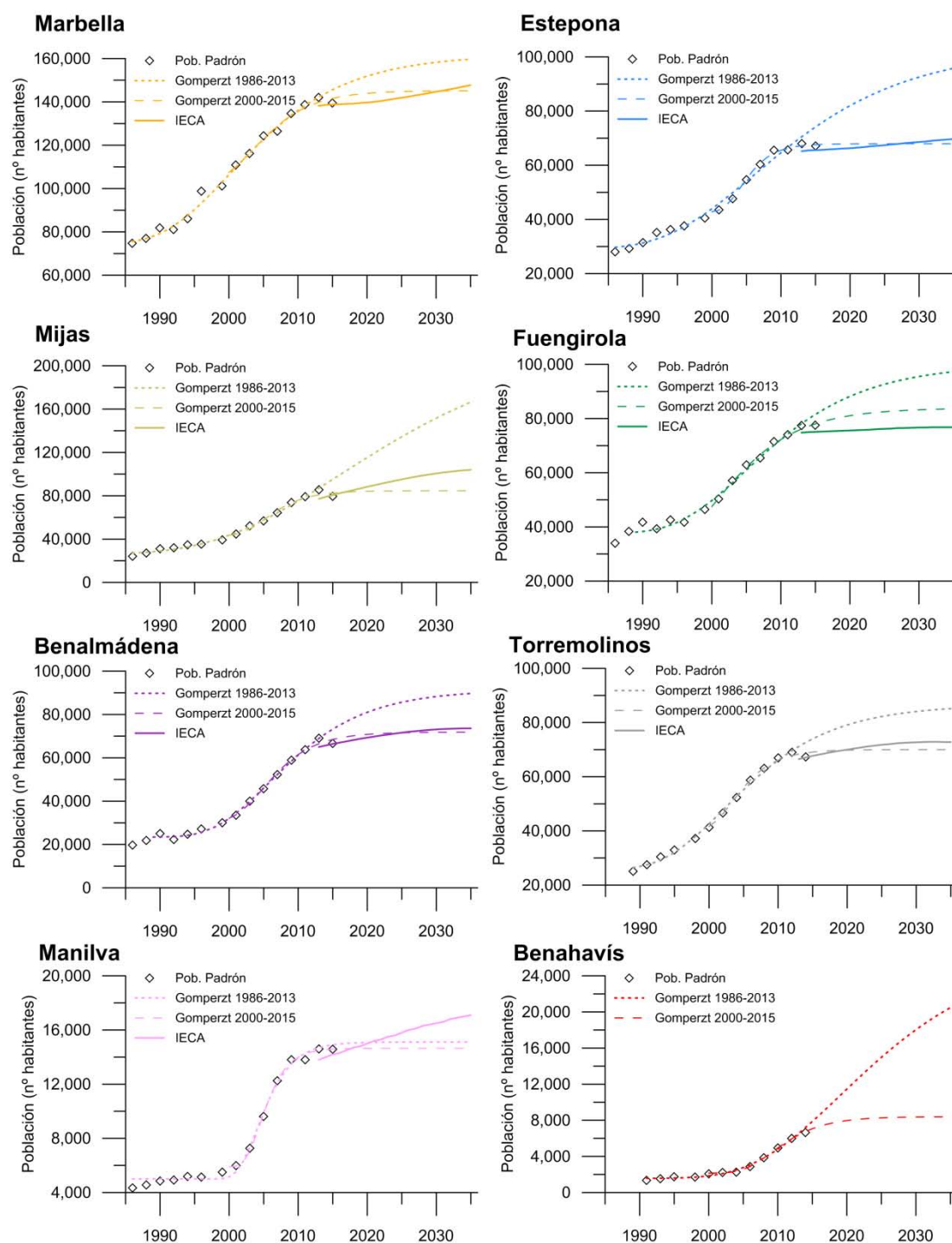


Figura 5.14. Ajuste de series de población empadronada y proyecciones demográficas en los principales municipios de la Costa del Sol Occidental. Nota: IECA = Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía

La mayor diferencia entre la población estimada por los modelos Gompertz ajustados en los periodos 1986 – 2013 y 2000 – 2015 se ha obtenido en el municipio de Mijas (Fig. 5.14). Esto parece deberse a la tendencia ascendente (tipo lineal) en el número de habitantes empadronados en Mijas hasta 2013, lo cual se invierte bruscamente a partir del año 2014. Esta situación también se observa en el municipio de Benahavís, con una clara sobreestimación del número de residentes deducido a partir del modelo Gompertz ajustado en el periodo 1986 – 2013.

Se ha puesto de manifiesto la elevada incertidumbre relacionada con las estimaciones de población en escenarios futuros, debido a los múltiples factores involucrados. Aun así, el uso de modelos matemáticos y demográficos ha permitido constatar que el número de habitantes empadronados en los municipios de la Costa del Sol muestra una clara tendencia a la estabilización en el horizonte 2015 – 2035.

5.3.1.2 Estimación de la población flotante

Se entiende por población flotante a los habitantes que, sin estar oficialmente inscritos en los censos de población, residen temporal o permanentemente en un ámbito geográfico determinado. Por tanto, las personas que residen permanentemente en un municipio y aún no se han censado y los turistas que se encuentran de vacaciones se consideran población flotante. Las estimaciones de población flotante son de gran importancia en el dimensionamiento de infraestructuras de todo tipo y, en particular, las relacionadas con el abastecimiento de agua. Dichas infraestructuras deben soportar, en determinados periodos del año, una demanda de recursos hídricos superior a la estimada en función de la población empadronada.

La información estadística para la población residente se valora como rigurosa, pero no ocurre lo mismo con la población estacional o flotante, donde se deben incluir distintos tipos: los visitantes que no pernoctan, los turistas alojados en establecimientos turísticos reglados, tales como hoteles, apartamentos y campings, los turistas que tienen una segunda residencia y suelen utilizarla en periodos de descanso (navidad, verano o fines de semana si su primera vivienda está a una distancia moderada) y las personas que pasan la mayoría del año (entre seis meses y un año) en el municipio gracias a tener una vivienda en propiedad. Dichas personas suelen ser jubilados o rentistas extranjeros. Por tanto, esta diversidad en la tipología de alojamientos turísticos repercute en la incertidumbre de las estimaciones de población estacional.

No es fácil disponer de información estadística directa de esta población flotante cuando se desciende a un nivel de análisis municipal o comarcal (Carvajal y Navarro, 2014), ya que los organismos encargados de las estadísticas centran su atención en los turistas que se alojan en establecimientos reglados - especialmente los hoteleros - sin tener en cuenta la existencia de otro tipo de visitantes que se alojan en la oferta no reglada (viviendas en propiedad, alquiladas o de amigos - familiares), cuya evolución carece de estadísticas oficiales. Además, desde el punto de vista del consumo de agua, el turismo residencial (oferta no reglada) ejerce una mayor

presión sobre los recursos hídricos en comparación con los turistas que residen durante cortos periodos de tiempo en establecimientos hoteleros, aun cuando el consumo per cápita es mayor.

Los métodos más utilizados para estimar la población estacional en un municipio se basan en el estudio de las variaciones en el consumo de diversos bienes y servicios (Barbaza, 1966; Sarramea, 1981; EUPG, 1987; Navarro, 1998; Navarro, 2003). En las distintas investigaciones, se plantea el análisis de un cierto número de variables que puedan ser representativas de las variaciones de la población flotante (estacionalidad) y permitan transformar los datos de consumo en individuos. Es interesante mencionar que ninguna variable es totalmente fiable y que todas ellas presentan ciertos inconvenientes y debilidades. Se suelen utilizar variables como el consumo de teléfono, de carburantes, de tabaco, de alimentos, de energía (luz en los hogares), de agua potable y la generación de residuos sólidos urbanos, si bien es cierto que las más utilizadas son las dos últimas. En relación con el agua potable, existen algunos inconvenientes administrativos para establecer con exactitud el consumo, especialmente en poblaciones donde sólo se dispone de información sobre volúmenes de agua facturados por los ayuntamientos, sin tener en cuenta el consumo desde captaciones de agua subterránea en núcleos de población no conectados a las redes de suministro municipal. Además, dicho consumo depende en gran medida del modelo de desarrollo territorial existente (zonas con numerosos espacios recreativos, piscinas, zonas verdes, etc.). Por lo que respecta a la generación de residuos sólidos urbanos (R.S.U.), es la variable que permite una descripción más precisa del número total de habitantes que residen en un territorio, debido a la existencia de ratios características de generación per cápita (kg/hab*día) y a la disponibilidad de información en las plantas de tratamiento de residuos.

La empresa Geoconyka S.L. realizó un estudio en el año 2008 sobre el volumen de población flotante existente en los municipios de Andalucía. En la figura 5.15 se observa una mayor concentración de población estacional en las áreas costeras, especialmente en los municipios de la Costa del Sol Occidental, con porcentajes máximos de población flotante del 65% con respecto al número total de habitantes. Las zonas rurales del valle del Guadalquivir presentan los menores porcentajes de población estacional.

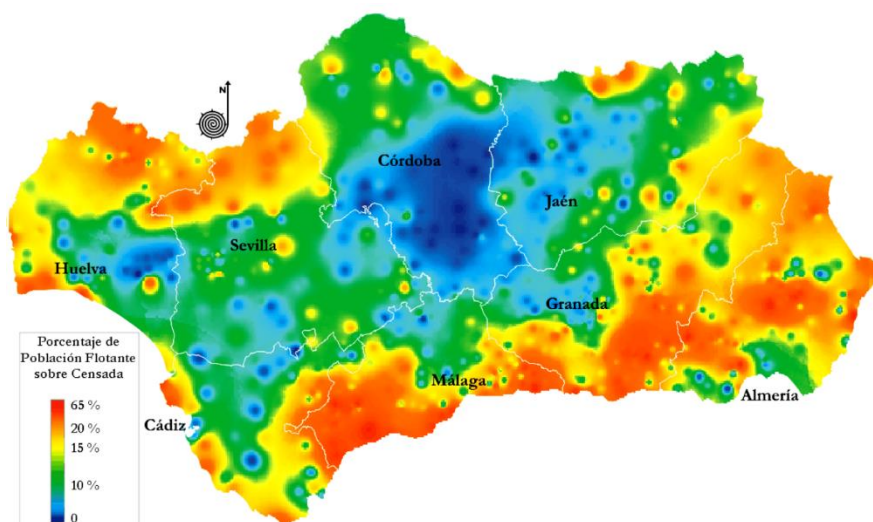


Figura 5.15. Evaluación de la población flotante en Andalucía. Fuente: Geoconyka S.L., 2008

Se ha analizado la evolución de la población estacional en los municipios de la Costa del Sol Occidental a partir de un estudio sobre la oferta de viviendas no principales (secundarias y vacías) y de plazas en establecimientos hoteleros reglados. Dicho análisis se ha centrado en el estudio de las tendencias temporales más que en la estimación *per se* del número de residentes estacionales, con objeto de argumentar la estabilización observada en el volumen de agua suministrado por la empresa ACOSOL (Fig. 5.3). Por ese motivo, no se han utilizado los datos de producción de R.S.U. para realizar una estimación de la población estacional.

5.3.1.2.1 Población y demanda de agua en establecimientos no reglados

En la provincia de Málaga, puede apreciarse una estabilización en el crecimiento del parque de viviendas en los últimos años y, particularmente, a partir del año 2008, con una tasa anual de crecimiento cercana al 0%. El mayor crecimiento en el número de viviendas desde 2000 hasta 2006 es coherente con el intenso desarrollo de la actividad turística durante dicho periodo. En el año 2015, la provincia de Málaga contaba con 907.871 viviendas, de las que 651.057 y 256.814 eran viviendas principales y no principales (secundarias y vacías), respectivamente (Ministerio de Fomento, 2016).

Desde el punto de vista conceptual, una vivienda familiar se considera secundaria cuando se utiliza sólo parte del año, de forma estacional, periódica o esporádica y no constituye residencia habitual de una o varias personas. Por otro lado, una vivienda se considera desocupada o vacía cuando no es la residencia habitual de ninguna persona ni es utilizada de forma estacional, periódica o esporádica por persona alguna. Se trata de viviendas *a priori* deshabitadas, pero que suelen ocuparse en los meses de verano. Es razonable pensar que en ámbitos geográficos con elevada actividad turística, como el caso de la Costa del Sol Occidental, una considerable proporción de las viviendas clasificadas como desocupadas podrían estar realmente dedicadas a algún tipo de explotación turística, permanente o de temporada. Mayo y Velasco (2007) definieron el concepto de viviendas de “potencial uso turístico” como el conjunto de viviendas secundarias y vacías catalogadas en los censos de población y vivienda. La cuantificación del alojamiento privado de potencial uso turístico es esencial a la hora de planificar y dimensionar las diferentes infraestructuras municipales de prestación de servicios.

En relación con la evolución del número de viviendas principales y no principales, se aprecia una tendencia opuesta muy marcada prácticamente desde el inicio de la serie (Fig. 5.16). Una posible explicación podría estar relacionada con un mayor número de operaciones de compraventa de inmuebles de segunda mano (previamente clasificados como viviendas no principales), que pasarían a la categoría de viviendas principales sin aumentar necesariamente el número de viviendas totales. La evolución trimestral del número de transacciones inmobiliarias es coherente con dicha hipótesis, con una tendencia ascendente en la mayoría de los municipios analizados (Fig. 5.17). Dicho aumento en la adquisición de viviendas podría deberse a la bajada generalizada de los precios (Serrano-Martínez *et al.*, 2016) y a las facilidades que ofrece el gobierno español desde el año 2013 a los ciudadanos extranjeros que pretendan obtener un

visado de residencia. Dicho visado se otorga a los inversores que adquieran inmuebles por un valor superior a 500.000 euros.

El inicio de la crisis financiera a comienzos del año 2008 dio lugar a un descenso pronunciado en el número de viviendas construidas, como se muestra en la evolución de los certificados de final de obra (Fig. 5.16). Dichos certificados se emiten cuando todos los trabajos relativos a la construcción de una vivienda (electricidad, calefacción, etc.) han finalizado. La previsión de vivienda de obra nueva a partir de dicha variable se valora como rigurosa, ya que no tiene en cuenta inmuebles inacabados o previstos en futuros proyectos urbanísticos. En la figura 5.16 se observa que los certificados expedidos en los últimos años son incluso inferiores a los registrados a comienzos de los años noventa. La evolución desestacionalizada del número de certificados muestra una leve recuperación a partir de octubre de 2009, si bien es cierto que presenta valores negativos hasta el final de la serie.

Un estudio más pormenorizado del porcentaje de viviendas no principales (secundarias y vacías) con respecto a las totales se presenta en la figura 5.18. En dicha figura se ha incluido información sobre todos los municipios de la Costa del Sol Occidental, con objeto de comprobar si siguen la misma tendencia identificada a nivel provincial. La importancia de confirmar, con las limitaciones existentes, dicha tendencia descendente en el número de viviendas secundarias y vacías se debe a su impacto en las estimaciones de la población estacional que reside en establecimientos no reglados, como se demostrará más adelante.

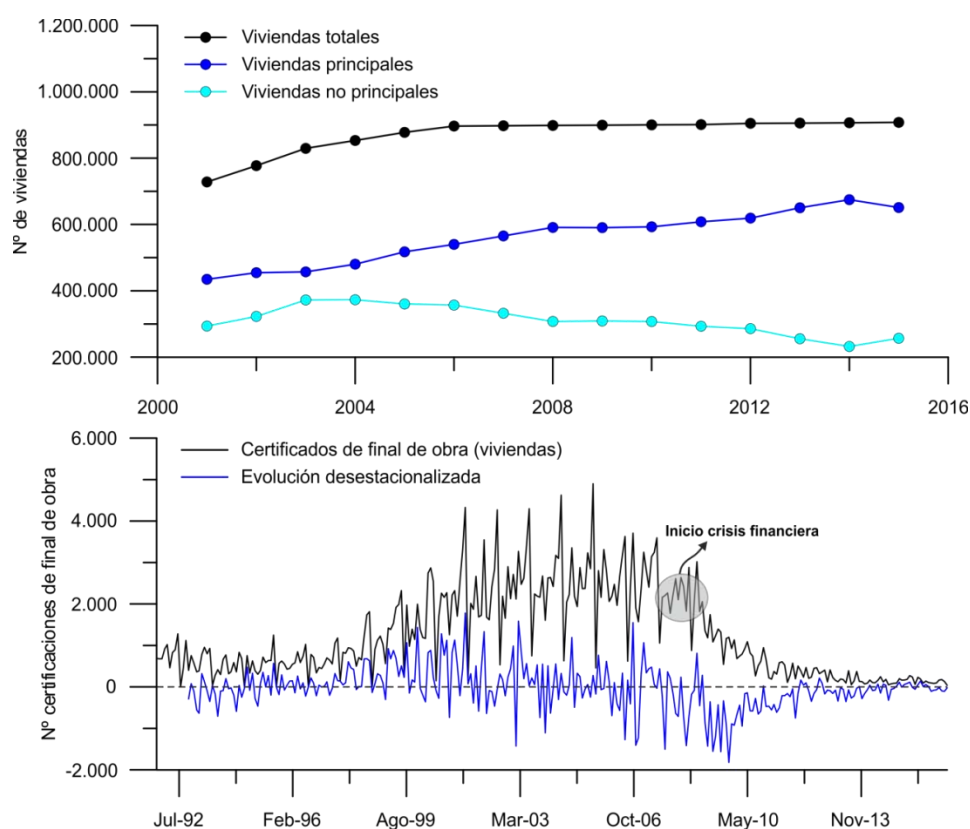


Figura 5.16. Evolución del número de viviendas (A) y de los certificados de final de obra (B) en la provincia de Málaga.

Nota: valor desestacionalizado $mes_i = \text{certificados } mes_i - \text{certificados } mes_{i-12}$

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

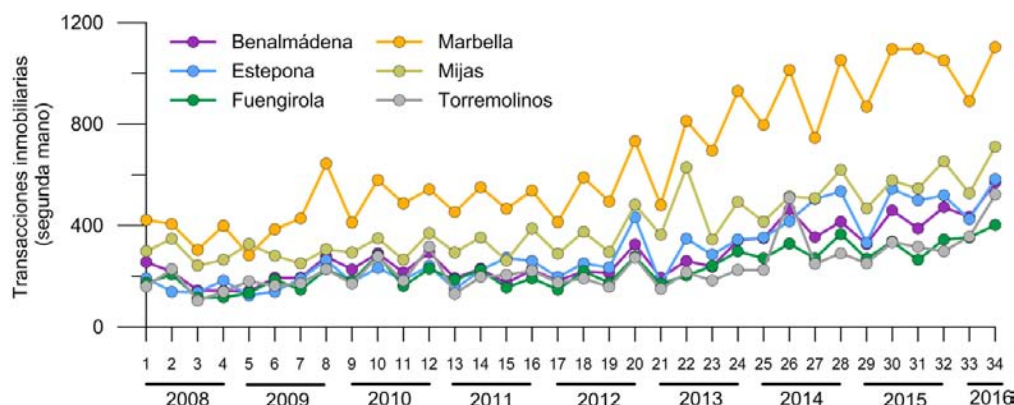


Figura 5.17. Evolución trimestral del número de operaciones de compraventa de inmuebles de segunda mano en los principales municipios de la Costa del Sol Occidental

En la figura 5.18 se aprecia una disminución generalizada en el porcentaje de viviendas secundarias y vacías en el año 2011 con respecto a 2001, a excepción del municipio de Istán. Dicha disminución coincide con la tendencia observada en los datos a nivel provincial, en los que se ha podido constatar un descenso continuado en el número de viviendas secundarias y vacías (Fig. 5.16). Sin embargo, en términos absolutos sí se han identificado aumentos en el número de viviendas no principales en algunos municipios. En la tabla 5.1 se presenta el número de viviendas principales y no principales con sus respectivas tasas de variación anual. Por lo que respecta a las viviendas principales, durante los periodos 1991 – 2001 y 2001 - 2011 tuvo lugar un aumento considerable en el número de inmuebles, con tasas anuales de crecimiento por encima del 10% en los municipios de Benahavís, Benalmádena y Manilva (periodo 2001 – 2011). Dichas tasas fueron siempre superiores en comparación con las observadas en las viviendas secundarias y vacías, lo cual explicaría la tendencia descendente observada en la figura 5.18. El municipio de Istán es una excepción, con una tasa de variación anual muy superior en el caso de las viviendas no principales para el periodo 2001 – 2011.

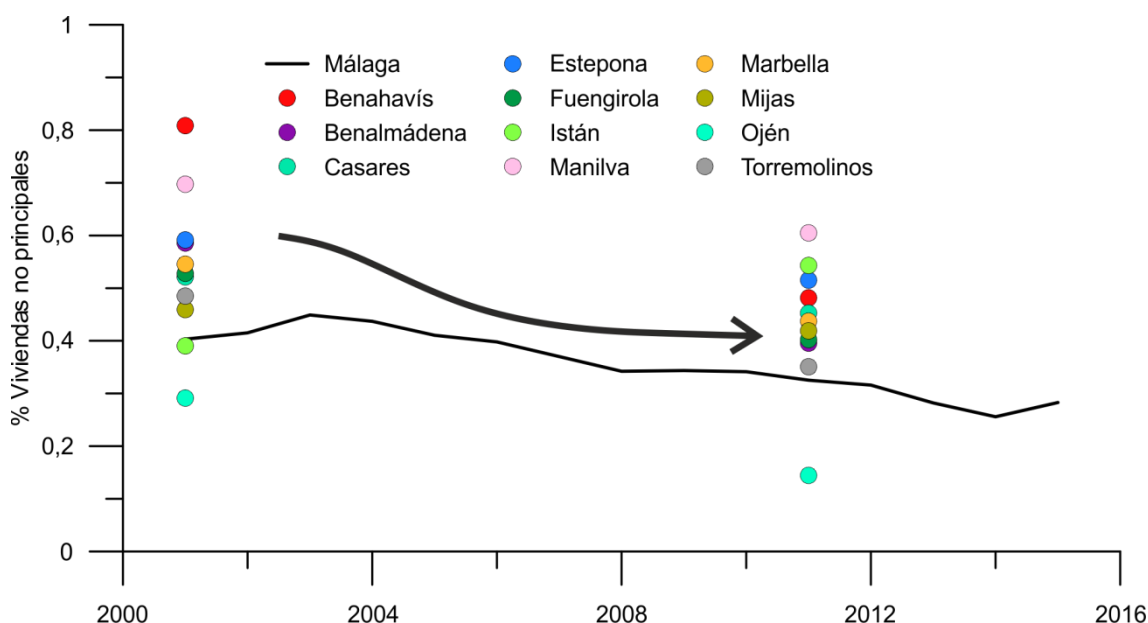


Figura 5.18. Evolución del porcentaje (en tanto por uno) de viviendas no principales con respecto a los inmuebles totales en la provincia de Málaga (línea negra) y en los municipios de la Costa del Sol Occidental (periodo 2000 – 2016)

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

El número de viviendas principales en los años 1991, 2001 y 2011 para el total de municipios fue de 76.454, 119.509 y 196.346, respectivamente. Dichos valores son inferiores en comparación con las viviendas no principales, a excepción del año 2011. Los grandes municipios de la Costa del Sol (población superior a los 20.000 habitantes), tales como Benalmádena, Estepona, Fuengirola, Marbella, Mijas y Torremolinos, presentan, en general, tasas de variación anuales negativas en relación con el número de viviendas no principales (periodo 2001 – 2011), a excepción de los núcleos de población de Estepona (2,5%) y Mijas (4,5%). Dicha moderación en el número viviendas secundarias y vacías, con una tasa de variación global del 0,6% (Tabla 5.1), podría ser el resultado de la ocupación de una parte de las viviendas secundarias y vacías por hogares para fijar su residencia habitual. Por lo tanto, dichos inmuebles pasaron a ser considerados como viviendas principales en el censo de 2011 (Ministerio de Fomento, 2013).

Municipios	Viviendas principales					Viviendas no principales				
	Nº	Tasa	Nº	Tasa	Nº	Nº	Tasa	Nº	Tasa	Nº
	1991	1991-2001	2001	2001-2011	2011	1991	1991-2001	2001	2001-2011	2011
Benahavís	449	3,3	598	23,9	2.025	1.358	8,6	2.527	-2,6	1.881
Benalmádena	6.957	8,1	12.567	10,3	25.458	17.804	-0,02	17.762	-0,5	16.920
Casares	1.020	1,9	1.209	6,7	2.022	1.738	-2,4	1.317	2,7	1.672
Estepona	10.385	4,0	14.565	6,7	24.280	15.107	3,7	20.670	2,5	25.802
Fuengirola	11.286	5,5	17.498	6,2	28.416	19.544	0,0	19.585	-0,2	19.121
Istán	429	2,4	531	-0,02	530	251	3,5	340	8,5	630
Manilva	1.334	6,5	2.197	13,5	5.159	3.800	3,3	5.064	5,6	7.899
Marbella	24.910	4,2	35.251	3,8	48.791	24.690	7,1	42.313	-1,0	37.909
Mijas	9.907	7,5	17.321	7,0	29.523	15.545	-0,5	14.711	4,5	21.283
Ojén	630	1,8	742	9,2	1.421	355	-1,4	305	-2,1	240
Torremolinos	9.147	8,6	17.030	6,9	28.724	18.461	-1,3	16.040	-0,3	15.518
Media / totales	76.454	5,6	119.509	6,4	196.349	118.653	1,9	140.634	0,6	148.875

Tabla 5.1. Viviendas principales y no principales y sus tasas de variación anual entre los diferentes periodos con datos del censo de población y vivienda (1991 – 2001 – 2011). Nota: rojo (tasas positivas), verde (tasas negativas)

La estimación de la población estacional en establecimientos no reglados en el futuro no es tarea fácil, ya que se han identificado diferentes tendencias en los municipios de la Costa del Sol Occidental a partir de la información contenida en los censos de población y vivienda. Además, existen dificultades a la hora de obtener información sobre la situación real de los inmuebles, con objeto de distinguir las viviendas desocupadas de las destinadas a un uso estacional (Mayo y Velasco, 2007). Aun así, se ha realizado una aproximación del número de personas que residen temporalmente en alojamientos no reglados de la Costa del Sol (Fig. 5.19). Dicha aproximación asume que todas las viviendas no principales (secundarias y vacías) están bien catalogadas y que el 100% de las mismas son potencialmente aptas para su uso como inmuebles turísticos.

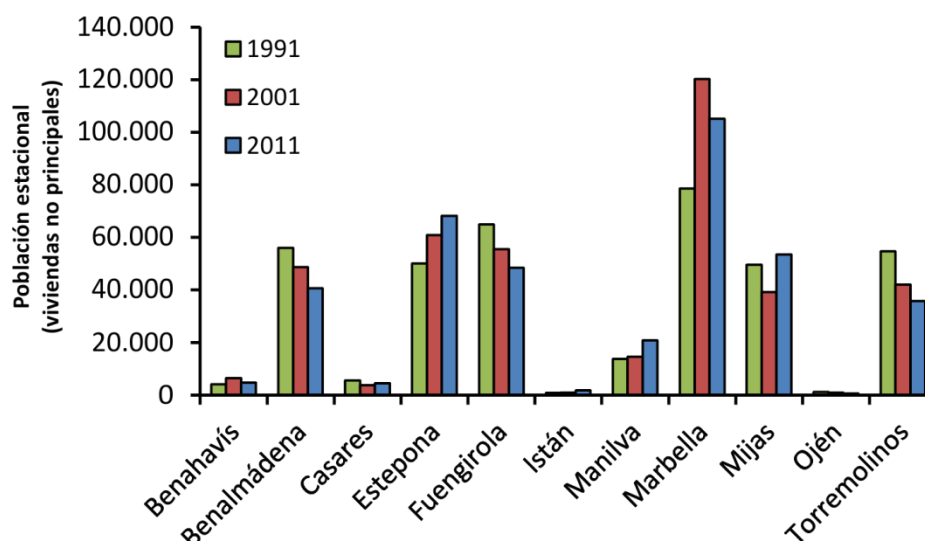


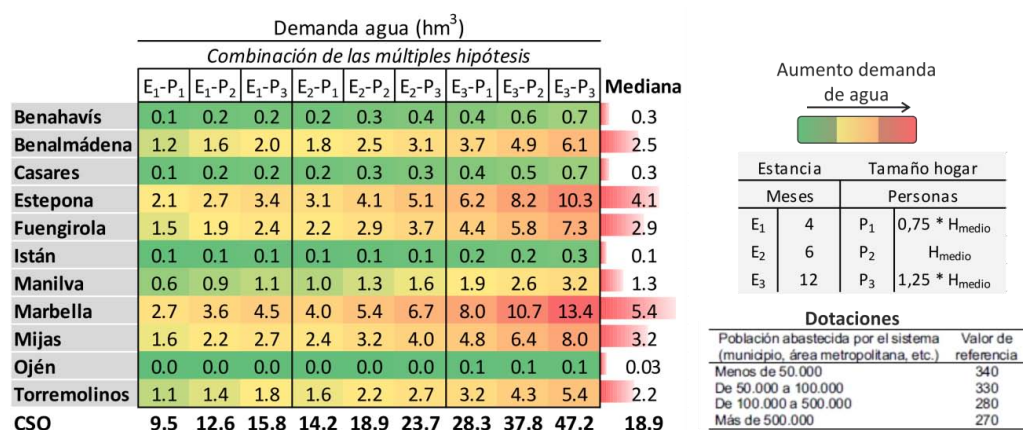
Figura 5.19. Estimación de la población flotante en establecimientos no reglados en los municipios de la Costa del Sol Occidental. Nota: en cada municipio se asume el mismo tamaño medio de hogar que en las viviendas principales

Para convertir el número de viviendas no principales en población estacional se ha aplicado una ratio nº personas/vivienda, a partir del estadístico denominado tamaño medio del hogar. Debido a la falta de información sobre el número medio de personas que residen en viviendas secundarias y vacías se ha optado por asumir como probable el valor disponible en las viviendas principales. Dicho valor ha experimentado un descenso continuado en los censos de población de los años 1991, 2000, 2011, con valores medios en los municipios de la Costa del Sol de 3,2; 2,8 y 2,5 personas por vivienda, respectivamente. Esta situación, unida a la disminución en el número de viviendas no principales (secundarias y vacías), ha determinado que los municipios de Manilva, Marbella, Estepona y Mijas sean los únicos que presentan poblaciones flotantes en el año 2011 sensiblemente superiores a las estimadas en 1991 (Fig. 5.19). El valor medio de población estacional (años 1991-2001-2011) estimado en los municipios de Torremolinos, Mijas, Benalmádena, Fuengirola y Estepona, es de 44.067, 47.328, 48.393, 56.229 y 59.630. En Estepona se ha estimado un aumento continuado de la población flotante alojada en establecimientos turísticos no reglados, debido al efecto combinado de mayores tasas anuales de variación en el número de viviendas no principales (Tabla 5.1) y tamaños del hogar más elevados en comparación con el resto de municipios. Aun así, el hecho de que se produzca un descenso en el número de viviendas secundarias y vacías, no tiene por qué traducirse en una disminución de la población total del municipio, debido a la posible ocupación de estos inmuebles y su posterior conversión en residencias habituales en un contexto de fuerte demanda residencial (Ministerio de Fomento, 2013). Esta hipótesis sería coherente con el aumento de la población empadronada en los municipios de la Costa del Sol Occidental hasta el año 2013 (Fig. 5.8).

Con objeto de tener en cuenta la tendencia descendente en el número de viviendas no principales a nivel provincial y su efecto en la estimación de la población estacional, se ha optado por asumir que el censo de viviendas del año 2011 es característico de la situación actual.

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

Por lo que respecta a la demanda de agua de la población estacional en establecimientos no reglados, se han identificado 9 escenarios posibles, en función de la estancia media (meses) y del número de personas que habita en cada vivienda. En relación con la estancia media, se han establecido tres supuestos, con duraciones de 4 (junio – septiembre), 6 (abril – septiembre) y 12 (enero – diciembre) meses. Por lo que respecta al número de personas por vivienda, se han utilizado los datos de los censos de población y vivienda referidos al tamaño medio del hogar (INE, 2013). A dicho tamaño medio se le han aplicado dos porcentajes modificadores a la baja (75%) y al alza (125%), con objeto de tener en cuenta la variabilidad del número de personas que pueden residir en alojamientos no reglados. En la figura 5.20 se presenta un resumen de los resultados obtenidos en la estimación de la demanda de agua para el año 2011. Se han utilizado dotaciones teóricas variables en función de la población empadronada en cada municipio (BOE, 2008). Los valores medianos de la demanda de agua varían entre 0,03 y 5,4 hm³/año, en los municipios de Ojén y Marbella, con una demanda total en la Costa del Sol Occidental de 18,9 hm³/año. Dicha demanda es del mismo orden de magnitud que la estimada en el plan hidrológico del año 2015 (18,5 hm³).



Demanda de agua = Nº viviendas no principales * habitantes/vivienda * días de estancia * dotación teórica (l/hab/día)

Figura 5.20. Demanda anual de agua de la población estacional alojada en establecimiento no reglados (viviendas no principales) en el año 2011 bajo diferentes hipótesis de análisis. Notas: H_{medio} = tamaño del hogar medio en viviendas principales; CSO = Costa del Sol Occidental

La demanda de agua que se ha considerado como más probable corresponde con los valores medianos de todos los escenarios analizados, con una estancia media de 6 meses (E₂) y un tamaño medio del hogar similar al de las viviendas principales (P₂). A la hora de realizar futuras simulaciones de recursos hídricos en la Costa del Sol Occidental se podría plantear el escenario E₃ – P₃, como una de las hipótesis más exigentes desde el punto de vista del cumplimiento de las garantías de suministro.

En la figura 5.21 se realiza un análisis comparativo entre los valores medianos de la demanda de agua en establecimientos no reglados para los años 1991, 2001 y 2011. El máximo valor estimado coincide con el municipio de Marbella (6,2 hm³) en el año 2001, con una tasa de variación anual en el número de viviendas secundarias y vacías del 7,1% con respecto a 1991 (Tabla 5.1). Se observan diferentes tendencias en la demanda de agua estimada en los distintos años del periodo de estudio (1991 – 2001 – 2011), que dependen no sólo del aumento o descenso en el número de viviendas no principales sino del tamaño medio del hogar en dichos

años. En este sentido, existe una clara disminución en el tamaño medio de los hogares desde 1991 hasta 2011 en todos los municipios. Esta situación explicaría el hecho de que existan municipios donde el valor de demanda de agua estimado en el año 1991 sea superior al de 2011, como en el caso de Benalmádena, Casares, Fuengirola y Torremolinos. Además, en dichos municipios apenas ha aumentado el parque de viviendas secundarias y vacías (Tabla 5.1). Únicamente en dos municipios, Estepona y Manilva, se ha estimado un aumento continuado de la demanda de agua, a pesar de la disminución en el tamaño medio del hogar.

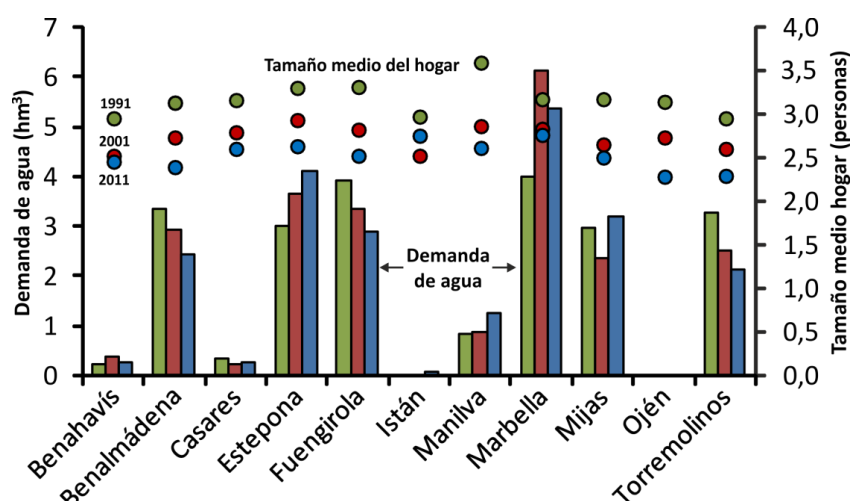


Figura 5.21. Demanda de agua de la población estacional alojada en establecimientos no reglados (viviendas no principales) y tamaño medio de los hogares en los años 1991, 2001 y 2011

El análisis realizado sobre la evolución del turismo residencial en los municipios de la Costa del Sol Occidental ha permitido comprobar la complejidad de la problemática, con diferentes realidades en función del municipio estudiado. En términos generales, se observa una tendencia a la estabilización en la construcción de obra nueva en la provincia de Málaga y una disminución del número de viviendas no principales en la mayoría de municipios de la Costa del Sol (periodo 2001 – 2011). Todos los indicadores analizados plantean un escenario en el que la demanda de agua de la población alojada en establecimientos no reglados se mantenga constante en los próximos años, debido principalmente a la saturación del mercado inmobiliario (Serrano-Martínez et al., 2016). Esta situación tiene una influencia directa en el sistema de abastecimiento de la Costa del Sol Occidental, en el que no parece que vaya a producirse un aumento considerable de la presión sobre los recursos hídricos disponibles en el corto/medio plazo.

5.3.1.2.2 Población y demanda de agua en establecimientos reglados

La actividad turística se caracteriza por su elevado consumo de agua (Rico-Amorós, 2007; Baños et al., 2010; Gössling, 2015), por lo que un uso sostenible de los recursos hídricos en dicho sector es un reto fundamental. En relación con el análisis del consumo de agua en el turismo, no existen muchos estudios realizados en distintos contextos climáticos y tipologías hoteleras. En este sentido, se han llevado a cabo estudios de detalle en las Islas Baleares (Deya

Tortella y Tirado, 2011) y en la cadena hotelera *Hilton* (Bohdanowicz y Martinac, 2007). Hadjikakou *et al.* (2013) analizaron en diferentes destinos turísticos la huella hídrica o agua virtual. Todos estos estudios proponían una demanda media de agua de 300 l/pernocta. Gössling (2015) llevó a cabo un análisis más preciso de la demanda directa e indirecta de agua en establecimientos hoteleros de todo el mundo (Fig. 5.22). Los usos directos del agua están relacionados con el suministro de agua asociado al hospedaje (350 l/pernocta) y al desarrollo de actividades de ocio en el hotel (20 l/pernocta).

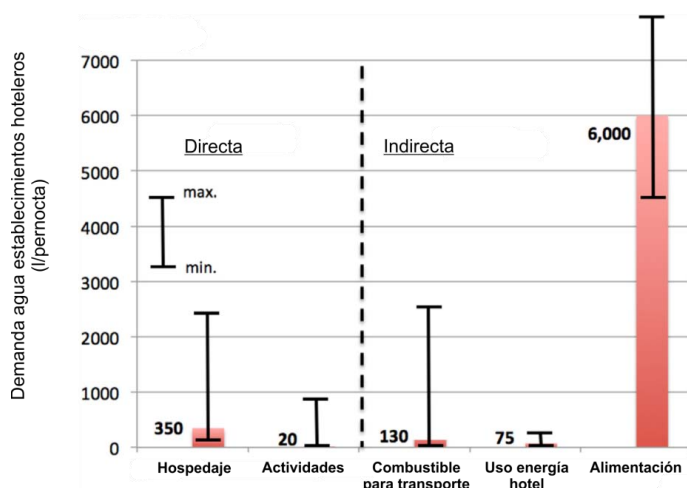


Figura 5.22. Demanda global de agua en establecimientos hoteleros. Modificado de Gössling (2015)

Las demandas de agua presentadas en la figura 5.22 corresponden a valores aproximados a nivel global. A escala nacional, las dotaciones teóricas en establecimientos hoteleros fueron establecidas por el antiguo Ministerio de Obras Públicas y Transporte (M.O.P.T) en el año 1992 (Tabla 5.2). Posteriormente, la empresa de agua AQUAGEST (actual Hidralia) estimó dichas dotaciones en distintos sistemas de abastecimiento en la comunidad autónoma de Valencia (Rico-Amorós, 2007). Los valores de las diferentes fuentes de información son similares para los distintos tipos de alojamiento. Finalmente se han elegido los valores propuestos por el M.O.P.T debido a que no se refieren a las dotaciones de un destino turístico particular (Valencia), cuyo patrón de consumo de agua puede coincidir o no con el de la Costa del Sol Occidental. Además, las dotaciones de l/pernocta proporcionadas por el informe del M.O.P.T corresponden a las utilizadas en el plan hidrológico de las cuencas mediterráneas andaluzas.

Establecimiento	Unidades = l/pernocta	
	M.O.P.T	AQUAGEST
Hoteles	240	-
1 estrella	-	105
2 estrellas	-	167
3 estrellas	-	253
4 - 5 estrellas	-	289
Apartamento	150	163
Camping	120	84
Turismo rural	-	30

Tabla 5.2. Dotaciones teóricas de referencia en establecimientos hoteleros

En relación con el análisis de la actividad turística, existen principalmente tres variables, tales como el número de viajeros, el número de pernoctaciones y el grado de ocupación por plazas. Un viajero es toda persona que realiza una o más pernoctaciones seguidas en el mismo alojamiento hotelero. Una pernoctación se refiere a la ocupación por parte una persona de una o más plazas durante una jornada hotelera en un mismo establecimiento. En este sentido, si una persona ocupa en el mismo día dos o más plazas en alojamientos distintos puede generar más de una pernoctación. El grado de ocupación por plazas es la relación (en porcentaje) entre el total de pernoctaciones y el producto de las plazas por los días del mes a que se refieren las pernoctaciones.

$$\text{Grado de ocupación}_{mes\ i} = \frac{\text{pernoctaciones}_{mes\ i}}{n^{\circ} \text{ plazas}_{mes\ i} * n^{\circ} \text{ días}_{mes\ i}}$$

Por lo que se refiere a la evolución del turismo en la Costa del Sol Occidental, en la figura 5.23 se presenta el número de pernoctaciones en establecimientos hoteleros en los municipios de Benalmádena, Estepona, Fuengirola, Marbella y Torremolinos. Se observa una clara estacionalidad en el número de pernoctaciones, con valores máximos en el verano del año 2007, a partir del cual se inició una tendencia descendente que se mantuvo hasta 2012. En los últimos años está teniendo lugar una recuperación de la actividad turística, con un mayor número de pernoctaciones durante los meses de verano. El grado de estacionalidad, definido como el cociente entre los valores máximos y mínimos de pernoctaciones, es superior en los municipios de Marbella y Estepona, con valores de 5,3 y 7,9 respectivamente. En el resto de municipios se ha obtenido un valor en torno a 3,5; indicativo de una mayor carga turística durante los meses de menor afluencia de visitantes.

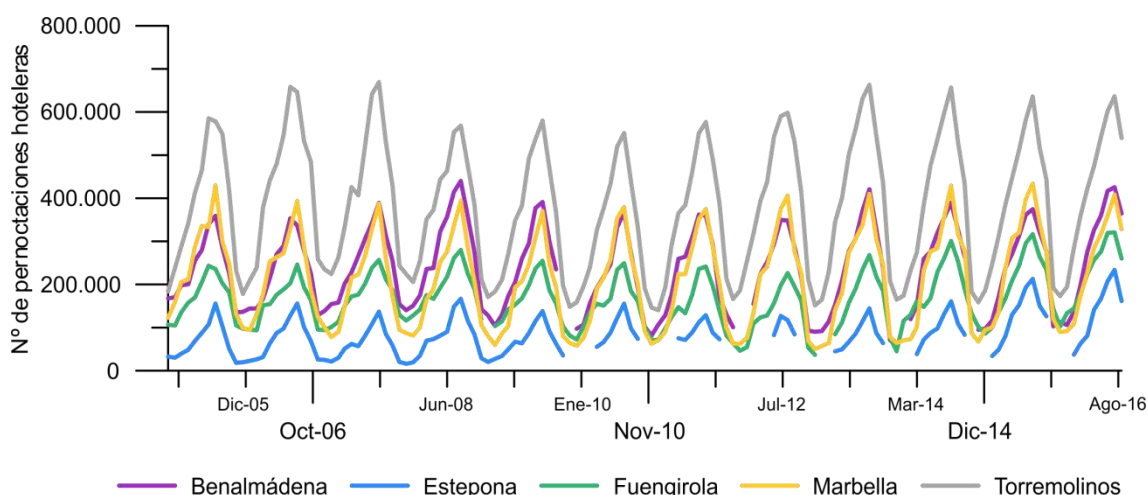


Figura 5.23. Evolución del número de pernoctaciones en establecimientos hoteleros (hoteles, hostales, apartahoteles y pensiones) en los municipios de Benalmádena, Estepona, Fuengirola, Marbella y Torremolinos. Fuente: INE (2017)

En la figura 5.24 se muestra la evolución anual del número total de plazas en establecimientos hoteleros, apartamentos turísticos y campings en los principales municipios de la Costa del Sol Occidental. Se observa una progresiva estabilización en el número de plazas ofertadas en todos los municipios. Los municipios que han experimentado un menor crecimiento en el número de alojamientos turísticos han sido Torremolinos y Fuengirola, al tratarse de núcleos de población donde la actividad turística se inició con anterioridad al resto de

municipios. Dicha saturación en la oferta hotelera se observa prácticamente desde el inicio del periodo de estudio, especialmente en el caso de Torremolinos. En los últimos 26 años de registro, el número de plazas hoteleras en dicho municipio ha aumentado en 2.877 unidades, valor muy inferior en comparación con el observado en otros núcleos de población, como Marbella (13.153), Benalmádena (8.404), Mijas (8.083) y Estepona (7.628), y del mismo orden de magnitud que el registrado en el municipio de Benahavís (2.644).

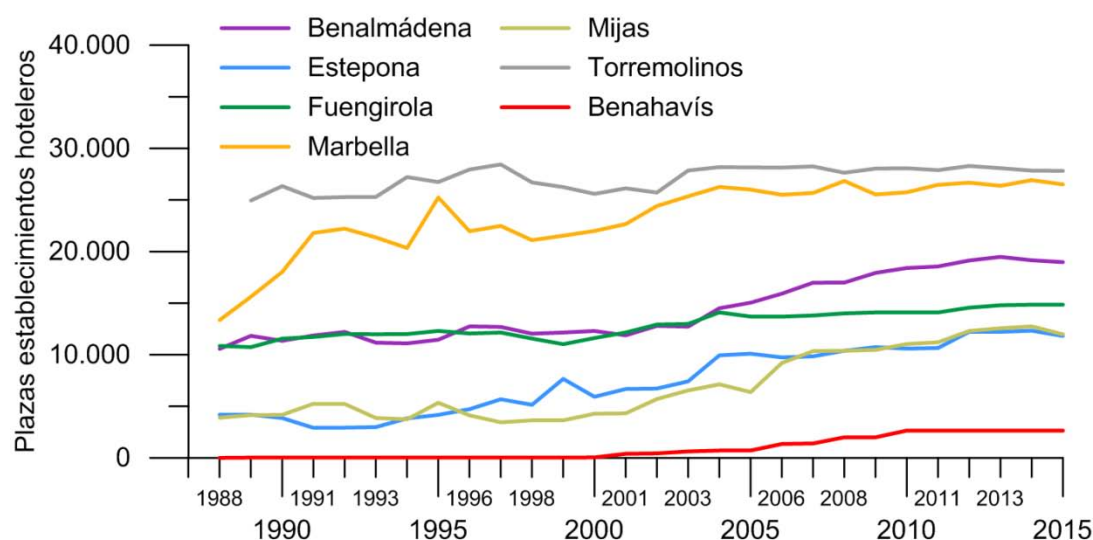


Figura 5.24. Evolución del número total de plazas en establecimientos hoteleros, apartamentos turísticos y campings en los municipios más poblados de la Costa del Sol Occidental. Fuente: SIMA (2015)

La estimación de la población que se hospeda en establecimientos reglados se ha realizado a partir de las diferentes encuestas de ocupación hotelera que elabora el Instituto Nacional de Estadística (INE). Las encuestas proporcionan un porcentaje de ocupación que, multiplicado por el número de plazas, puede ser indicativo del número de personas alojadas en los establecimientos. Dicho número se conoce como población equivalente.

$$Población\ equivalente_{mes\ i} = n^o\ plazas\ ofertadas_{mes\ i} * grado\ de\ ocupación_{mes\ i}$$

La principal limitación a la hora de estimar el volumen de población estacional en establecimiento hoteleros reglados reside en la mayor o menor disponibilidad de información sobre plazas ofertadas y grados de ocupación. A este respecto, sólo se dispone de información relativa a los grados de ocupación en establecimientos hoteleros de los municipios de Benalmádena, Estepona, Fuengirola, Marbella y Torremolinos. Aun así, también se ha incorporado el municipio de Mijas. Por lo tanto, dicho análisis se ha centrado en los núcleos de población que presentan mayor tamaño (representan el 94% de la población empadronada en la Costa del Sol Occidental) y mayor número de plazas hoteleras (Fig. 5.24). En la tabla 5.3 se presenta un resumen de las fuentes de información disponibles en cada municipio. En los municipios con datos anuales sobre plazas ofertadas, se ha aplicado un coeficiente de reparto mensual medio, calculado a partir de la información del resto de municipios. Cuando no existe información relativa a los grados de ocupación en los diferentes establecimientos hoteleros, se han asumido valores medios mensuales, al igual que en la estimación de las plazas ofertadas. Los datos sobre dichas plazas están disponibles a escala mensual (periodo 2005 – 2015) y/o anual

(periodo 1988 – 2015). A nivel mensual, los municipios de Mijas y Estepona presentan importantes lagunas de datos, no sólo en el número de plazas ofertadas, sino en el de pernoctaciones y porcentajes de ocupación.

La evolución anual de la población flotante en establecimientos hoteleros y apartamentos turísticos se presenta en la figura 5.25. En el periodo 2005 – 2008, los municipios de Benalmádena, Mijas y Estepona experimentaron un aumento en el número de visitantes debido principalmente a la ampliación de su oferta hotelera (Fig. 5.24). En los municipios de Torremolinos, Benalmádena, Marbella y Fuengirola se observa un comportamiento similar en los últimos años de la serie, con una tendencia ascendente a partir de 2010. El número de personas que visitan un determinado destino turístico depende de múltiples factores (sociales, económicos y geopolíticos), lo cual condiciona la certidumbre de futuras previsiones. Aun así, parece que el mercado turístico de la Costa del Sol Occidental se ha recuperado de la crisis económica que se inició en 2008 y muestra, en los últimos años, un volumen de población estacional superior a la media del periodo 2005 – 2015. Dicha recuperación se ha debido principalmente al grado de ocupación, con valores similares a los registrados antes de la crisis económica.

Establecimientos hoteleros	Información	Municipio					
		Benalmádena	Estepona	Fuengirola	Marbella	Torremolinos	Mijas
Hoteles	Pernoctaciones	X	X	X	X	X	SD
	Nº plazas (*)	X	X	X	X	X	X*
	Grado de ocupación	X	X	X	X	X	SD
Apartamentos turísticos	Pernoctaciones	X	SD	X	X	X	X
	Nº plazas (*)	X	X*	X	X	X	X
	Grado de ocupación	X	SD	X	X	X	X
Campings	Pernoctaciones	-	SD	SD	X	SD	SD
	Nº plazas (*)	-	X*	X*	X	X*	X*
	Grado de ocupación	-	SD	SD	X	SD	SD

Tabla 5.3. Fuentes de información disponibles sobre establecimientos hoteleros en los municipios de Benalmádena, Estepona, Fuengirola, Marbella, Torremolinos y Mijas. Notas: - = no hay establecimientos de esa tipología, SD = sin información, * = sólo datos anuales

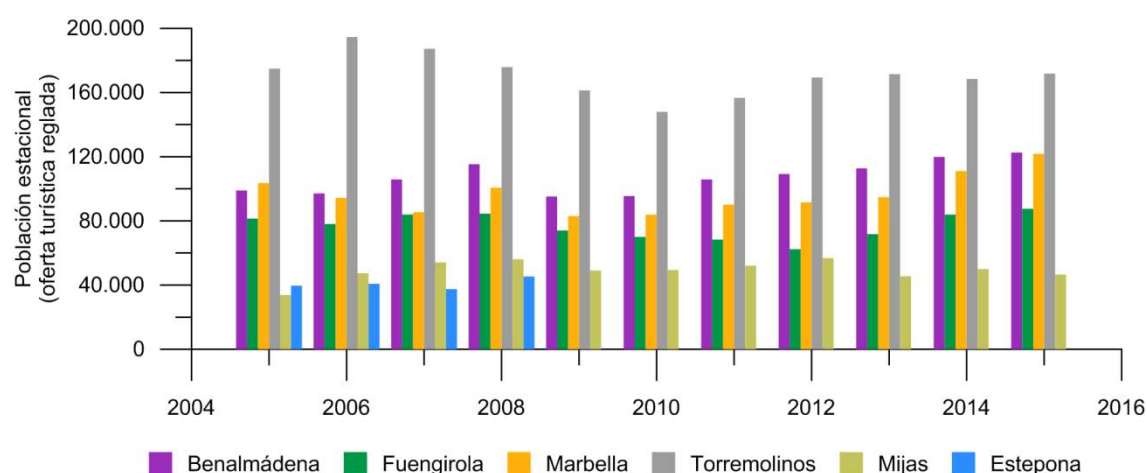


Figura 5.25. Estimación de la población flotante en establecimientos reglados en los municipios de Benalmádena, Estepona, Fuengirola, Marbella, Torremolinos y Mijas

Benalmádena y Torremolinos experimentan una presión turística mayor que la del resto de municipios, ya que la población estimada en establecimientos reglados representa, por término medio, el doble y casi el triple de la población empadronada, respectivamente. En los próximos años es posible que se alcancen cifras de visitantes similares a las experimentadas con anterioridad a la crisis económica, debido no sólo a la incipiente recuperación económica sino el efecto “rebote” de turistas extranjeros. Dicho efecto se debe a las situaciones de inestabilidad política que tienen lugar en otros destinos turísticos, como Túnez, Egipto, Turquía, etc. Ante dichas situaciones los potenciales visitantes prefieren optar por un área turística conocida que les proporciona mayor seguridad.

Por lo que respecta a la estimación de la demanda de agua, hay que considerar una variable que permita cuantificar la duración de la estancia de los visitantes. La variable utilizada ha sido el número de pernотaciones. La demanda de agua se ha estimado a partir de la aplicación de una dotación teórica (l/pernocta), que depende del tipo de alojamiento turístico (Tabla 5.2). En los municipios donde no se disponía de información desagregada del número de pernотaciones por alojamiento se realizó una estimación a partir del total de plazas ofertadas y un grado medio de ocupación. Aun así, dicha metodología sobreestimaba el número de pernотaciones, al asumir que todos los días del año existe el mismo número de plazas disponibles. En este sentido, es habitual que la oferta también disminuya durante periodos de menor demanda turística. Por tanto, sólo se estimaron las demandas de agua de los municipios de Benalmádena, Marbella, Fuengirola y Torremolinos.

$$\text{Pernотaciones}_{\text{año } i} = \text{grado medio de ocupación}_{\text{alojamiento } j, \text{ año } i} * n^{\circ} \text{plazas}_{\text{alojamiento } j, \text{ año } i} * 365$$

El peso de los diferentes tipos de alojamientos turísticos con respecto al total ha variado en el periodo 2005 – 2015, si bien es cierto que en ningún municipio se ha producido un cambio en el alojamiento dominante. En la figura 5.26 se presenta la distribución porcentual de la oferta hotelera en los municipios de Benalmádena, Estepona, Fuengirola, Marbella, Torremolinos y Mijas durante el año 2015. En todos los municipios el número de plazas en establecimientos hoteleros es superior al ofertado por el resto de alojamientos turísticos (apartamentos y campings), a excepción de Mijas, donde la oferta de plazas en apartamentos turísticos representa el 77% del total. El municipio de Marbella es el único que presenta una oferta significativa de plazas en campings, con un total de 4.216 en el año 2015. El reparto de la oferta hotelera determina en gran medida el valor estimado de demanda de agua, ya que las dotaciones dependen del tipo de alojamiento (Tabla 5.2).

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

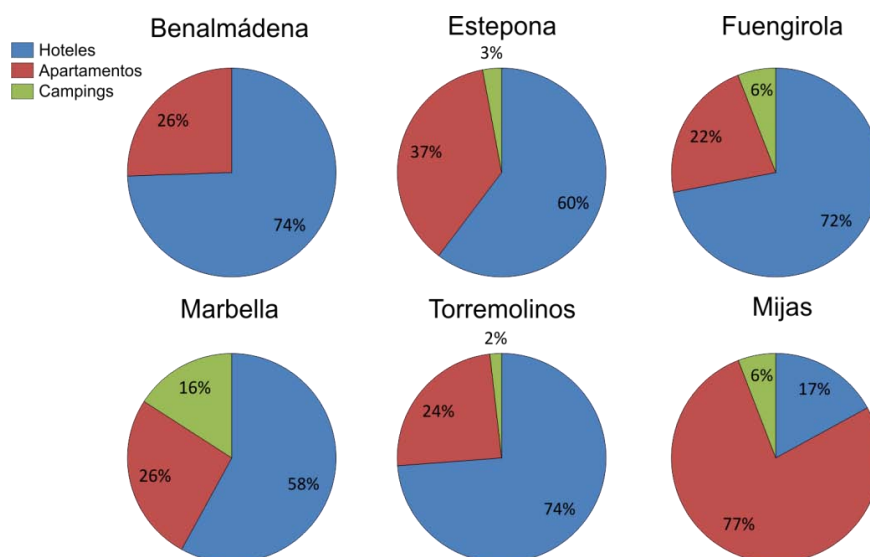


Figura 5.26. Distribución porcentual de la oferta hotelera en los municipios de Benalmádena, Estepona, Fuengirola, Marbella, Torremolinos y Mijas (año 2015). Fuente: INE (2017)

La demanda de agua estimada en los municipios de Benalmádena, Marbella, Fuengirola y Torremolinos ha sido de 745.714, 722.570, 533.129 y 1.211.940 m³/año, respectivamente. Por tanto, se demuestra que no existe una relación directa entre el total anual de plazas ofertadas y la demanda de agua, dado que en Marbella, con un número de plazas superior a Benalmádena (Fig. 5.24), se ha estimado una demanda de agua menor. Por tanto, la afluencia a un destino turístico depende de múltiples factores, tales como el atractivo turístico, el arraigo social, la distancia desde el punto de origen, el precio medio del alojamiento, etc.

5.3.2 Tendencias en el consumo de agua en grandes aglomeraciones urbanas

A pesar del aumento en la magnitud y complejidad de los sistemas de abastecimiento urbano en los países desarrollados (Kennedy *et al.*, 2007), el consumo de agua per cápita está disminuyendo (Albiol y Agulló, 2014; Wang *et al.*, 2015; Morote-Seguido, 2016). Estos autores consideran que existen diferentes factores de naturaleza técnica, social o política relacionados con dicho descenso, más allá de los efectos atribuibles a los periodos de crisis económica (Gil *et al.*, 2015). Por ejemplo, se han implementado en los hogares sistemas de ahorro de agua (reductores de caudal) y ha tenido lugar un aumento generalizado en la eficiencia de las redes de distribución (Swaney *et al.*, 2011). Además, la ciudadanía es cada vez más consciente de los problemas medioambientales relacionados con la escasez de agua y actúan en consecuencia (Randolph y Troy, 2008), especialmente en regiones que sufren periodos de sequía con cierta periodicidad (March y Saurí, 2013). Por lo que respecta a las políticas de agua, el sistema tarifario relacionado con los abastecimientos urbanos se utiliza a menudo como herramienta para reducir el consumo de agua (Rogers *et al.*, 2002). La comprensión de todos los factores que influyen en el consumo final de agua es de vital importancia en la simulación de la gestión de recursos hídricos en zonas turístico – costeras de clima mediterráneo, las cuales han

experimentado un crecimiento demográfico exponencial en las últimas décadas y profundos cambios en los sistemas de abastecimiento urbano (Gabarda – Mallorquí y Ribas, 2016).

La reducción en el consumo de agua en la Costa del Sol (Fig. 5.27) no es una tendencia aislada con respecto al resto de sistemas de abastecimiento a nivel nacional e internacional. De hecho, dicha reducción forma parte de un comportamiento que se ha observado en diferentes regiones en los últimos años, tales como el estado de California, Nueva York, Barcelona, la Costa Brava, Alicante y Madrid (Cubillo *et al.*, 2008; Baños *et al.*, 2010; Hanak *et al.*, 2011; Swaney *et al.*, 2011; March y Saurí, 2013; Gabarda – Mallorquí y Ribas, 2016). A nivel autonómico también se ha observado un descenso considerable en el volumen anual de agua suministrado a la red, con valores en 2005 y 2014 de 1021 y 775 hm³, respectivamente (INE, 2016). El análisis de regresión lineal simple proporciona un coeficiente de determinación de 0,72, indicativo de un buen ajuste entre los volúmenes de agua suministrados a escala autonómica y regional (Fig. 5.27).

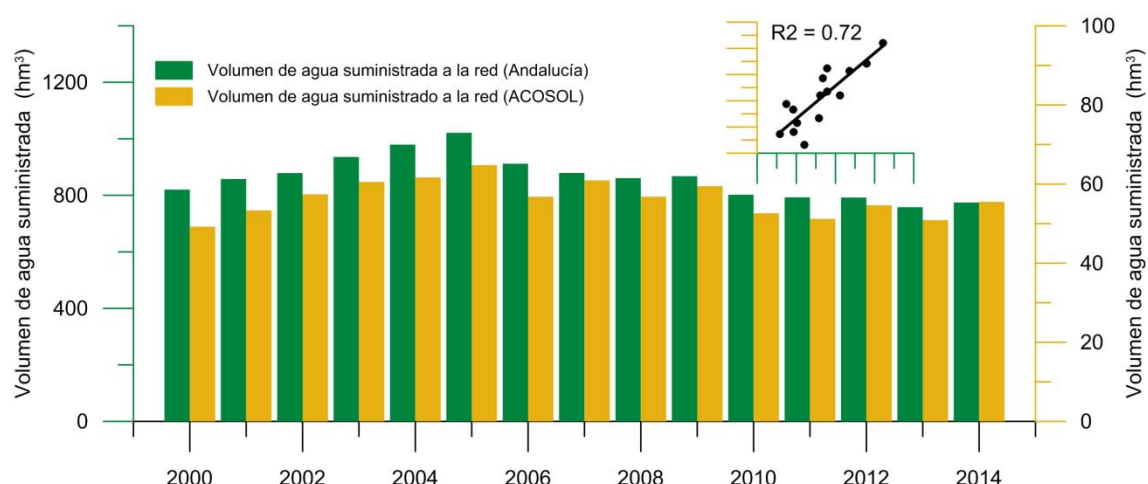


Figura 5.27. Evolución del volumen de agua suministrada a la red en abastecimientos públicos de Andalucía (verde) y en la Costa del Sol Occidental por la empresa ACOSOL (naranja)

A continuación se describen brevemente los posibles factores que han podido influir en el descenso del consumo de agua en los municipios de la Costa del Sol Occidental.

Desde el punto de vista normativo, tecnológico e institucional, es importante mencionar la existencia, en la legislación nacional, de una norma que regula la adopción de medidas de ahorro de agua en edificios. En este sentido, como resultado de la implementación de la Directiva Europea 2002/91/CE en España, relativa a la eficiencia energética de los edificios, se aprobó el RD 314/2006, de 17 de marzo, por el que se establece el Código Técnico de la Edificación. Dicho Real Decreto, en vigor en la actualidad, contempla la instalación obligatoria de mecanismos de ahorro de agua en los dispositivos que regulan el caudal de agua. En relación con las pérdidas en las redes de suministro de agua, la Junta de Andalucía tiene estipulado un canon por pérdidas en la red, con un precio de 0,25 €/m³, el cual no está siendo exigido en la actualidad. Aun así, la empresa pública ACOSOL prevé en su informe de estado de previsión de ingresos, gastos e inversiones (E.P.I.G.I) de 2016 un gasto relacionado con dicho canon de 450.000 €, de lo que se deducen unas pérdidas anuales de 1,8 hm³.

Por otra parte, las mejoras en las redes de suministro municipal han permitido la modernización de los sistemas de abastecimiento en España (Matés, 2009), motivo por el cual no se han acometido grandes obras de regulación y transferencia de recursos hídricos en las últimas décadas. En relación con los sistemas de abastecimiento de la Costa del Sol Occidental, ha tenido lugar un aumento de la eficiencia de las redes de distribución desde la década de los noventa. En el municipio de Torremolinos, debido a las inversiones destinadas a la detección temprana de fugas y pérdidas en la red, se ha reducido el volumen anual de agua suministrado a la red en 2 hm³. Marbella también ha experimentado un aumento considerable en el rendimiento técnico de las redes de distribución, que ha pasado del 52% en 1991 al 74% en 2010. Por tanto, la reducción de fugas y pérdidas en los sistemas de distribución de agua ha contribuido a la reducción del consumo (Albiol y Agulló, 2014).

Las innovaciones de carácter institucional en la gestión del agua también han podido contribuir a reducir el consumo de agua. La gestión supramunicipal de los servicios básicos del agua (abastecimiento y alcantarillado) se considera un modelo estratégico en la gestión integrada de recursos hídricos (Hantke-Domas y Jouravlev, 2011). Desde el año 1994, la empresa de aguas ACOSOL gestiona de forma mancomunada los procesos de distribución de agua potable y saneamiento. Dicha empresa dedica todos los años una partida presupuestaria a reducir las pérdidas en sus dos ramales de distribución de agua. En el E.P.I.G.I de 2016 se prevé una inversión de más de 15 millones de euros, a implementar en distintos años.

En relación con la sensibilización medioambiental, el cambio en el volumen de agua suministrado por ACOSOL tuvo lugar una vez finalizado el periodo de sequía de 2004/2005 – 2005/06. A este respecto, es posible que dicho cambio pudiera estar relacionado, al menos en parte, con una mayor concienciación de la ciudadanía en cuestiones de índole ambiental, en particular sobre la limitada disponibilidad de recursos hídricos en contextos climáticos mediterráneos. Los decretos de sequía aprobados con motivo de dicho periodo de sequía incluyeron varias campañas de sensibilización ambiental y de ahorro de agua. Aun así, no existen estudios que vinculen directamente un descenso en el consumo de agua con una mayor preocupación y sensibilización medioambiental (Cubillo *et al.*, 2008). A nivel provincial, existe la campaña de concienciación “*I love Málaga Viva*”, con una serie de consejos sobre el uso sostenible del agua. A escala municipal, se dispone de la Agenda 21 Local, documento en el que se programan acciones de concienciación ambiental.

Por lo que respecta al uso de recursos no convencionales, la reutilización de aguas residuales regeneradas puede convertirse en una estrategia de gestión de recursos hídricos de vital importancia en zonas turístico costeras (Lahnsteiner y Lempert, 2007; Lazaro *et al.*, 2012). En ciudades como Windhoek (Namibia), Honolulu (Hawaii), San Petersburgo (Florida), Austin (Texas) y en el condado de Orange (California), el uso de agua regenerada es esencial para cumplir con las garantías de suministro. La apuesta por la reutilización de aguas regeneradas en la Costa del Sol Occidental es un ejemplo de gestión sostenible de los recursos hídricos, en un contexto climático donde la disponibilidad de agua es limitada. En este sentido, ACOSOL suministra agua regenerada a más de 30 campos de golf y a distintos parques y zonas verdes municipales, lo cual ha permitido disponer de recursos hídricos de mayor calidad para cumplir

con el abastecimiento urbano, destinados anteriormente usos menos exigentes desde el punto de vista de la calidad.

Desde el punto de vista económico, la crisis actual ha impactado negativamente en la economía de los hogares, debido al aumento generalizado de los precios en bienes y servicios y a la elevada tasa de desempleo. En estas circunstancias, el descenso en el consumo de agua podría deberse a una disminución de los ingresos de las familias (March y Saurí, 2009; García *et al.*, 2013). El número total de desempleados en los municipios de la Costa del Sol era de 51.176 en el año 2015, en comparación con los 20.582 registrados con anterioridad a la crisis económica (año 2006). En los años 2012 y 2013 se alcanzaron los mayores niveles de desempleo en la región, con un descenso progresivo hasta el 2015, aunque sin alcanzar los valores propios del periodo pre – crisis. Por lo que respecta al grado de ocupación de las viviendas secundarias y vacías, Albiol y Agulló (2014) comprobaron el impacto negativo que había tenido la actual coyuntura económica en la duración de las estancias, con un descenso que podría explicar, al menos en parte, la disminución del consumo de agua en los últimos años.

En relación con el precio de agua, se ha generalizado el uso de tarifas progresivas, con precios más elevados en los tramos de mayor consumo, con el fin de controlar el consumo doméstico (García-Salazar y Mora-Flores, 2008; Sánchez y Blanco, 2012; Araral y Wang, 2013). Sin embargo, no existe unanimidad entre la comunidad científica sobre la efectividad de las medidas vinculadas al precio del agua para reducir el consumo (Tortajada, 2010). A este respecto, Villar (2010) concluyó que un pequeño encarecimiento de la factura del agua sería suficiente para disminuir el consumo, hasta el punto de hacer innecesarias nuevas infraestructuras para abastecimiento urbano. Dicho aumento en el precio del agua no sería una medida desproporcionada (aunque sí impopular), debido a que su valor medio en España (1,9 €/m³) se sitúa por debajo de la media de los países de la Unión Europea (OCDE, 2010). Dicho valor tiene en cuenta el coste del suministro (1,1 €/m³) y el saneamiento (0,8 €/m³). En la actualidad, esta situación dificulta el cumplimiento del principio de recuperación de costes definido por la Directiva Marco del Agua (DMA). El artículo 9 de la DMA señala que dicho principio debe tener en cuenta los usos industriales, domésticos y agrícolas. En este sentido, los Estados miembros deben garantizar que la política de precios del agua proporcione incentivos adecuados para que los usuarios utilicen de forma eficiente los recursos hídricos y, por tanto, contribuyan al cumplimiento de los objetivos medioambientales de la directiva.

Por otro lado, algunas investigaciones han confirmado que el precio del agua no contribuye a la moderación de la demanda de agua, debido a su carácter inelástico (García y Reynaud, 2004; Hoyos y Artabe, 2016). El impacto que las variaciones en el precio tienen sobre la cantidad demandada de un producto es lo que se conoce como elasticidad. Dicho concepto se utiliza en economía para medir la capacidad de respuesta de un producto a un cambio en su precio. El agua es un bien inelástico por naturaleza, debido a que se trata de un producto de primera necesidad, ya sea por uso doméstico o comercial (industrial – agrícola).

En la Costa del Sol Occidental, el sistema tarifario aplicado por la Mancomunidad de municipios de la Costa del Sol Occidental está definido en las ordenanzas fiscales que regulan las tasas para la prestación de los servicios de abastecimiento de agua (en alta y en baja) y de

saneamiento, aprobadas en el Boletín Oficial de la provincia de Málaga a fecha de 31 de diciembre de 2009. Por lo que respecta al abastecimiento de agua en alta (año 2014), existen tres conceptos fijos, la tarifa de abastecimiento, el recargo por desalinización y el canon autonómico para la financiación de infraestructuras hidráulicas, con valores de 0,23; 0,15 y 0,07 €/m³, respectivamente. En el caso del municipio de Marbella, se sigue aplicando un concepto extra de 0,03 €/m³ a favor de dicho municipio, del mismo modo que la antigua Confederación Hidrográfica del Sur de España. Los recargos por desalinización y mejora de infraestructuras no han experimentado una subida de precios desde que se establecieron en el año 2009. Sin embargo, la tarifa de abastecimiento ha aumentado en un 9%, de 0,21 a 0,23 €/m³ en el periodo 2009 – 2014. Según las ordenanzas fiscales que regulan las tarifas de abastecimiento y saneamiento de agua, los precios se actualizan anualmente a partir de la tasa de variación porcentual del Índice de Precios de Consumo (IPC), siempre y cuando su valor sea positivo. En la figura 5.28 se observa un aumento continuado de dicho índice hasta el año 2008, con una tasa media interanual de 3,3%. En los últimos años, el IPC presenta una tendencia ligeramente descendente, con valores similares a los observados en el año 2012.

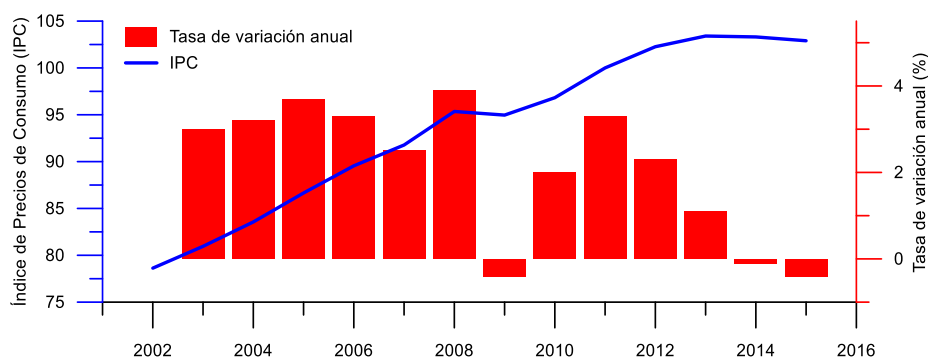


Figura 5.28. Evolución del Índice General de Precios de Consumo (IPC) en la provincia de Málaga (periodo 2002 – 2015)

En relación con el suministro domiciliario de agua en los hogares (en baja), se ha recopilado información de la página web de la empresa ACOSOL, en la sección de tarifas. La tarifa tiene una estructura binómica, constituida por dos elementos tributarios. Por un lado, un concepto fijo que representa la disponibilidad del servicio de abastecimiento, se haga uso de él o no, y, por otro, existe un tramo variable en función del volumen de agua consumida, distribuido en 4 bloques. Se han comparado las tarifas de agua de los municipios de Casares, Marbella y Mijas (Fig. 5.29).

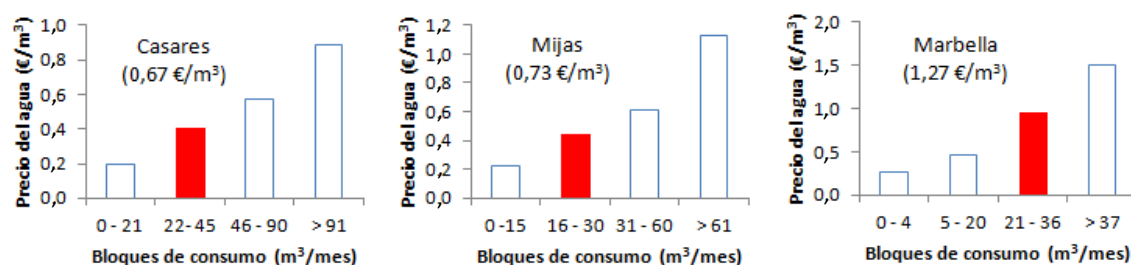


Figura 5.29. Precio del agua de uso doméstico en los municipios de Casares (sector costero), Mijas y Marbella

Los costes unitarios hacen referencia al precio del agua que pagaría una familia con un consumo medio mensual de 25 m³, sin tener en cuenta el precio de los servicios de alcantarillado y saneamiento. Los costes de suministro de agua también incluyen el canon de

desalinización. Dicho canon presenta diferentes modalidades en función del municipio, con tramos fijos trimestrales o bimestrales y variables en función del consumo de agua. Las principales diferencias se observan en los tramos variables de consumo, con costes unitarios más elevados en el municipio de Marbella, donde se paga más del doble ($0,95 \text{ €/m}^3$) que en el resto de municipios para un consumo medio de $25 \text{ m}^3/\text{mes}$. La cuantificación del impacto del precio del agua sobre el consumo de dicho recurso es una tarea interesante aunque compleja, que requeriría estudios más detallados, los cuales quedan fuera de los objetivos de la presente Tesis Doctoral.

Desde el punto de vista del envejecimiento de la población, un aspecto demográfico a tener en cuenta es la mayor proporción de personas mayores, como consecuencia del envejecimiento generalizado de la población. En el apartado correspondiente a las proyecciones demográficas (5.3.1.1) se hizo mención a dicho envejecimiento, que tiene lugar en todos los municipios de la Costa del Sol Occidental. El aumento del número de personas de más de 65 años podría dar lugar a un descenso en el consumo de agua, debido a que presentan, en general, hábitos de consumo más sostenibles. A este respecto, Albiol y Agulló (2014) estimaron que las personas de más de 65 años consumen, por término medio, un 25% menos de agua que los adultos en el segmento de población anterior.

Por lo que respecta al tamaño medio de los hogares, la tendencia actual se dirige hacia viviendas de tamaño más reducido, con un aumento de las unidades familiares monoparentales, y, en principio, de menor consumo. Se ha detectado una disminución del tamaño medio de los hogares, que desde la década de los años noventa ha pasado de 3,2 a 2,5 miembros por vivienda. Todas estas situaciones implican, necesariamente, una reducción de los consumos de agua. También se ha detectado el abandono de viviendas secundarias como consecuencia del regreso de sus ocupantes a sus países de origen (Albiol y Agulló, 2014). En la figura 5.30 se presenta la evolución de la población empadronada en los municipios de la Costa del Sol Occidental en función de su procedencia, donde se aprecia claramente el éxodo de población residente extranjera, especialmente en los municipios de mayor tamaño. En relación con la población nacional, sus tasas anuales de variación se han reducido considerablemente desde el año 2010, si bien es cierto que todavía presentan valores positivos.

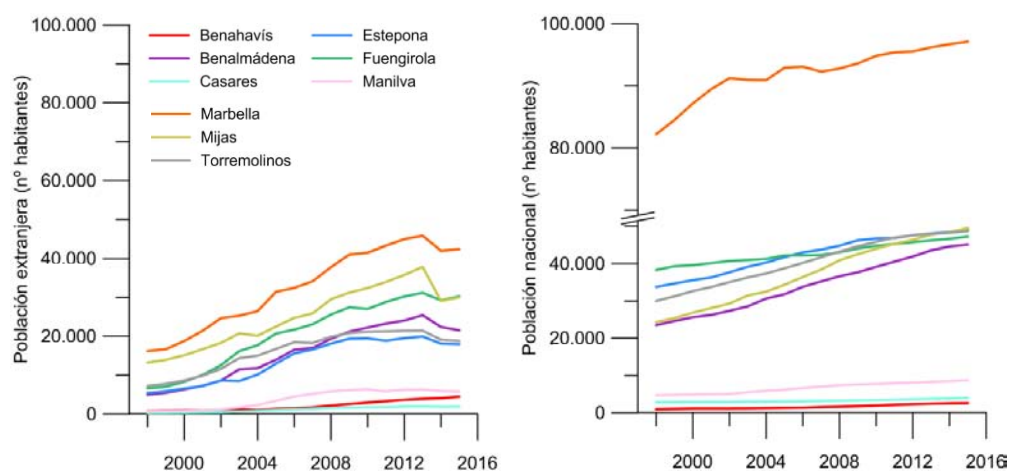


Figura 5.30. Evolución de la población empadronada (nacional y extranjera) en los municipios de la Costa del Sol Occidental

5.4 Propuesta de un sistema de indicadores de sequía en la Costa del Sol Occidental

La disponibilidad de recursos hídricos en España es limitada, irregularmente distribuida y difícil de predecir anualmente (Garrote *et al.*, 2007). Los periodos de sequía responden a procesos que evolucionan lentamente en el tiempo y que pueden afectar a distintas regiones con niveles variables de intensidad. Por lo que respecta a su identificación, no existe un único indicador o índice capaz de informar acerca de la probabilidad de ocurrencia de los eventos de sequía (Hisdal y Tallaksen, 2000). En los últimos años, varios investigadores han centrado sus esfuerzos en la caracterización de los periodos de sequía a partir de la utilización de diferentes índices (Vogt y Somma, 2000; Wilhite, 2000; Rossi, 2003; Pedro-Monzonís *et al.*, 2015). La eficiencia en la evaluación de las sequías aumenta considerablemente si se realiza un análisis conjunto e integrado de múltiples indicadores, que puedan proporcionar información sobre la duración y severidad de los periodos de escasez de recursos hídricos (Keyantash y Dracup, 2004; Garrote *et al.*, 2007; Hao y AghaKouchak, 2013; Andreu *et al.*, 2015; Farahmand y AghaKouchak, 2015; Waseem *et al.*, 2015). Existen principalmente dos tipos de sequías, meteorológicas e hidrológicas, en función de la variable utilizada en su definición (Fig. 5.31). En la mayoría de las definiciones, la sequía se describe como un periodo de tiempo (generalmente superior a 1 año) durante el cual se produce un déficit hídrico que impacta negativamente en la garantía de suministro de las diferentes demandas de agua (Hisdal *et al.*, 2001).

Los índices de sequía son funciones continuas que utilizan variables de diferente naturaleza, como la precipitación, la temperatura, los caudales en ríos, los niveles piezométricos en los acuíferos o cualquier otra variable hidro-meteorológica que pueda ser medida. Existe un gran número de índices de sequía que se han utilizado en investigaciones de diversa índole, como el índice de severidad de la sequía de Palmer (PDSI - Palmer, 1965), el índice de la humedad del cultivo (CMI - Palmer, 1968), el índice estandarizado de la precipitación (SPI - McKee *et al.*, 1993), el índice estandarizado - multivariante de la precipitación (MSPI - Bazrafshan *et al.*, 2014), el método de los deciles (Gibbs y Maher, 1967), el índice de garantía de suministro de la FAO (Frère y Popov, 1979), el índice del potencial agronómico (AHP - Petrasovits, 1990) o el índice de suministro de agua superficial (SWSI - Shafer y Dezman, 1982), entre otros. Además, Smakhtin (2001) propuso una serie de índices relacionados con estadísticos (en su mayoría percentiles) calculados a partir de la curva de caudales clasificados en condiciones de aguas bajas. Algunos de estos índices son de mayor utilidad en el sector agrícola (CMI, AHP), mientras que otros (SWSI) están más enfocados a la evaluación de sequías a escala de cuencas hidrográficas o sistemas de abastecimiento. Por otro lado, el índice SPI (*Standardised Precipitation Index*, por sus siglas en inglés) es flexible y puede aplicarse a todo tipo de variables. Dicho índice es capaz de identificar y monitorizar la evolución de una sequía a lo largo de diferentes escalas temporales y evaluar así distintos tipos de sequías (Smakhtin y Hughes, 2007).

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

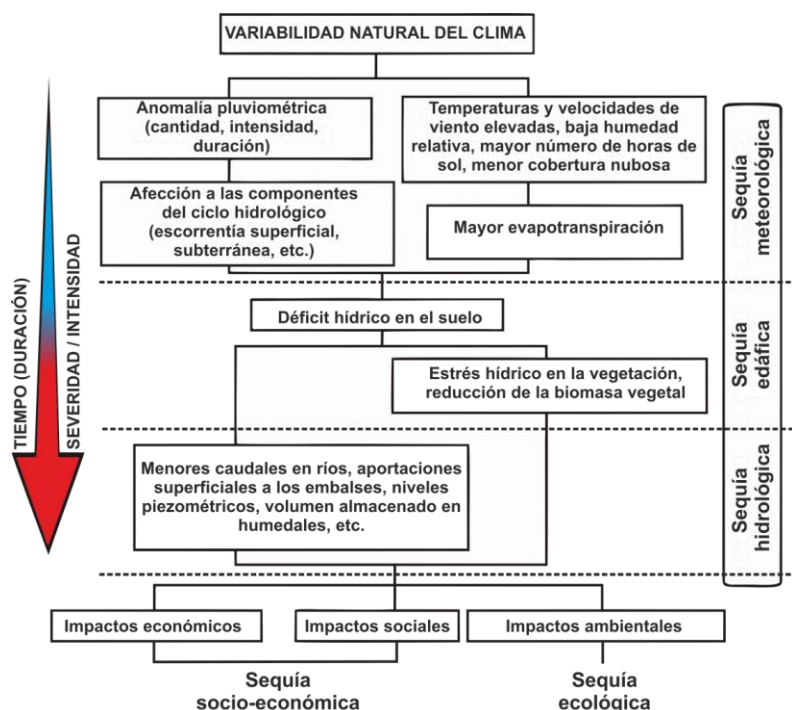


Figura 5.31. Secuencia temporal de la ocurrencia de distintos tipos de sequías. Modificado de Andreu *et al.* (2015)

En relación con el índice SPI, existe un índice sequía muy similar desde el punto de vista metodológico que se denomina IESP (Índice Estandarizado de Sequía Pluviométrica). El índice IESP es el índice de referencia para la evaluación de las situaciones de sequía por parte de la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de la Junta de Andalucía. El estudio de las tendencias observadas en la desviación acumulada de la precipitación con respecto a la media también suele utilizarse como indicador de periodos de sequía (Garrote *et al.*, 2007).

En la mayoría de los casos, es aconsejable utilizar más de un índice, examinar su sensibilidad y precisión, determinar el grado de correlación entre los distintos índices y explorar en qué medida dichos índices son complementarios o redundantes (Guttman, 1998; Wu *et al.*, 2001; Morid *et al.*, 2006). Existen varios ejemplos de índices de sequía que sintetizan la información procedente de distintas variables en un único valor numérico, como el índice agregado de sequía (ADI - Keyantash y Dracup, 2004), el índice estandarizado de precipitación - evapotranspiración (SPEI - Vicente-Serrano *et al.*, 2010), dos índices combinados de sequía, CDI-1 (Balint *et al.*, 2011) y CDI-2 (Waseem *et al.*, 2015), el índice de sequía socioeconómica (MSRRI - Mehran *et al.*, 2015) o el índice estandarizado - multivariante de sequía (MSDI - Farahmand y AghaKouchak, 2015).

El cálculo de los diferentes índices de sequía suele llevarse a cabo mediante herramientas informáticas diseñadas *ad hoc*. Dichas herramientas están implementadas en lenguajes de programación matemática (MATLAB o R), en sistemas de información geográfica (ArcGis) o forman parte de programas informáticos independientes (*stand-alone software*). Por lo que respecta al *software* basado en lenguajes de programación, el programa R dispone de varios módulos enfocados al cálculo de índices estandarizados de sequía, como el SPEI (*Standardised Precipitation - Evapotranspiration Index*, por sus siglas en inglés) desarrollado por

Vicente-Serrano *et al.* (2010), que considera una serie de funciones para la estimación de los índices SPEI y SPI. Farahmand y AghaKouchak (2015) publicaron una herramienta denominada *Standardized Drought Analysis Toolbox* (SDAT) que trabaja en entorno MATLAB. Dicha herramienta permite el cálculo de índices estandarizados para cualquier variable de interés. Además, es posible obtener un índice de sequía combinado (MSDI), como resultado de la agregación de dos índices estandarizados de variables hidro-meteorológicas de distinto tipo. Existe una serie de programas informáticos de fácil uso y que no requieren de conocimientos sobre lenguajes de programación. Dentro de dichos programas, destacan la herramienta *SPI_SL_6*, desarrollada por el Centro Nacional de Mitigación de Sequías de la Universidad de Nebraska (USA) para el cálculo del índice SPI, el programa SPATSIM (*Spatial and Time Series Information Modeling*) que puede utilizarse para la estimación espacial de distintos índices de sequía basados en la precipitación (Smakhtin y Hughes, 2007), el software DrinC (*Drought Indices Calculator*) implementado en una interfaz gráfica intuitiva y de fácil manejo que permite el cálculo de 4 índices de sequía a partir de series de precipitación y evapotranspiración potencial (Tigkas *et al.*, 2015) y una macro programada en Microsoft Excel por la FAO – SWALIM (Balint *et al.*, 2011) que utiliza 3 variables (precipitación, temperatura y vegetación) para la estimación de un índice combinado (CDI-1 - *Combined Drought Index*).

Por lo que respecta a la utilización de índices de sequía a nivel nacional, los organismos de cuenca han desarrollado sistemas de indicadores hidrológicos que permiten, hasta cierto punto, prever situaciones de sequía y valorar la gravedad con que se presentan. Dichos sistemas están implementados en los respectivos planes hidrológicos de cuenca y son capaces de identificar anomalías en la disponibilidad de recursos hídricos y dotar de información suficiente a los gestores del agua a la hora de aplicar medidas y actuaciones para paliar los efectos negativos de la sequía (Gustard *et al.*, 2004). Dichas medidas están relacionadas con una fase de sequía determinada y su aplicación tiene lugar de forma progresiva.

En sistemas de abastecimiento de elevada complejidad, como el de la Costa del Sol Occidental, las demandas de agua suelen cubrirse a partir de diferentes fuentes de suministro (superficiales, subterráneas, desalinizadas, etc.). En dicho contexto, la aplicación eficaz de un sistema de indicadores o índices debe ser capaz de proporcionar información global sobre la ocurrencia de sequías y su impacto en la gestión del agua, para lo cual se requiere de variables de distinta índole. El abastecimiento a los municipios de la Costa del Sol Occidental depende en gran medida de los recursos almacenados en la presa de La Concepción, cuya evolución puede informar sobre la ocurrencia de sequías de carácter socio-económico (Mehran *et al.*, 2015). Se ha realizado un análisis preliminar de la ocurrencia de sequías y de su impacto en la gestión del agua en el subsistema de explotación I-3 (Costa del Sol Occidental). La existencia en dicho sistema de recursos de agua de distinta procedencia lo convierte en un buen ejemplo para el cálculo de diferentes índices de sequía a partir de distintos tipos de variables (meteorológicas, hidrológicas, hidrogeológicas, etc.) cuyos resultados pueden ser extrapolables a otros sistemas de recursos hídricos sometidos a clima mediterráneo y a una intensa explotación de sus recursos.

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

Se ha recopilado información climática, hidrológica e hidrogeológica en el ámbito del subsistema de explotación I-3 (Costa del Sol Occidental) en el periodo 1995 - 2015. Las variables utilizadas han sido la precipitación registrada en las estaciones meteorológicas de Marbella (código 0123) y Torremolinos – Pueblo (0299), la serie de aportaciones del río Verde al embalse de La Concepción, los volúmenes embalsados en la presa de La Concepción y los niveles piezométricos medidos en los puntos de control denominados Guadalmanza Pz-2 (P.060.040-002S), Guadiaro Pz-4 (P.060.047-001B), Fuengirola Pz-1 (P.060.039-001B), Tabico (P.060.038-024S) y Arroyo don Pedro (P.060.038-004S), pertenecientes a las M.A.S. Marbella – Estepona, Guadiaro – Genal – Hozgarganta, Río Fuengirola y Sierra Mijas, respectivamente (Fig. 5.32). Los criterios utilizados en la selección de los puntos de control se han basado en la calidad y longitud de sus series de datos. Todas las series de datos se han agrupado a escala mensual. Se ha utilizado información de las principales M.A.S. con objeto de realizar una evaluación integral del estado de las aguas subterráneas que abastecen a los municipios de la Costa del Sol Occidental.

A partir de cada una de las variables características del clima, hidrología y gestión del agua del sistema de abastecimiento de la Costa del Sol se han calculado índices de sequía basados en el índice estandarizado de precipitación (SPI - McKee *et al.*, 1993) y en el índice estandarizado – multivariante de sequía (MSDI - Farahmand y AghaKouchak, 2015). Los resultados derivados de la aplicación de dichos índices se han comparado con los obtenidos a partir del índice de estado (Ie), ampliamente utilizado en planificación hidrológica (CHJ, 2005). Se han usado los índices SPI y MSDI promediados a escala anual (12 meses), al tratarse de la escala temporal más utilizada en el análisis de sequías a medio y largo plazo (Guttman, 1999).



El análisis comparativo entre los diferentes índices se realiza a partir de los umbrales de sequía propuestos por Andreu *et al.* (2015), que permiten llevar a cabo una evaluación conjunta de los periodos de sequías entre índices *a priori* no comparables.

State Index (Is)	Drought Level/Intensity	Percentile	SPI
1.00	Historic maximum		
$0.50 \leq Is < 1$	Stable situation		$SPI \geq 0.00$
0.50	Average value of historic series	50 (median)	$SPI = 0.00$
$0.30 \leq Is < 0.50$	Caution situation	$30 \leq A < 50$	$-0.524 \leq SPI < 0.00$
$0.15 \leq Is < 0.30$	Danger situation	$15 \leq A < 30$	$-1.036 \leq SPI < -0.524$
$0.05 \leq Is < 0.15$	Alert situation	$5 \leq A < 15$	$-1.645 \leq SPI < -1.036$
$0.00 \leq Is < 0.05$	Emergency	$0 \leq A < 5$	$SPI < -1.645$

Tabla 5.4. Umbrales de sequía establecidos por los valores del índice estandarizado de precipitación (SPI) y el índice de estado. Tomado de Andreu *et al.* (2015)

En relación con el índice SPI, se requiere de un mínimo de 20 – 30 años de registro para obtener resultados estadísticamente significativos (McKee *et al.*, 1993). Su cálculo se realiza a partir de la conversión de los datos de precipitación (o de cualquier otra variable) a probabilidades basadas en valores acumulados de precipitación a intervalos de 1, 2, 6, 12, 24 o 48 meses, mediante el ajuste de los datos a una distribución normal. Por lo tanto, las series normalizadas presentan valores promedio y de desviación típica de 0 y 1, respectivamente. A cada valor de la precipitación acumulada se le asigna un valor de la función y se determina la probabilidad de ocurrencia, que coincide, a su vez, con la probabilidad de precipitación (Fig. 5.33). El valor del SPI representa la probabilidad de ocurrencia de una determinada precipitación acumulada y corresponde al número de veces que un valor concreto de la precipitación acumulada en un periodo temporal se separa de la media de la serie, medido en unidades de desviación típica.

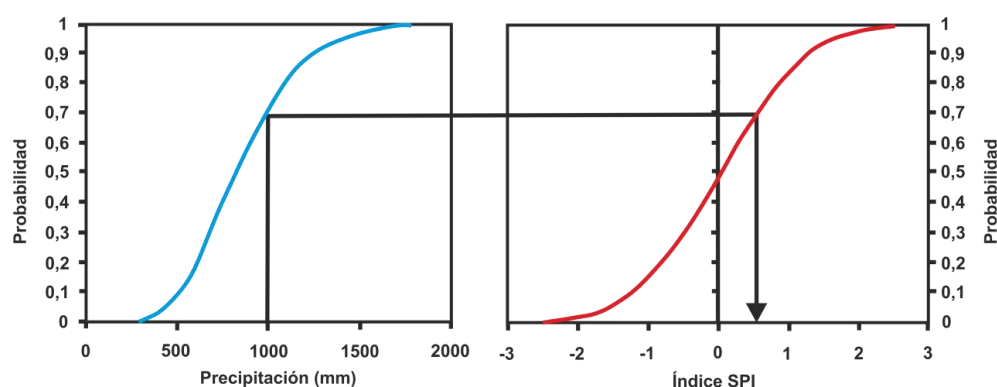


Figura 5.33. Esquema conceptual del cálculo del índice estandarizado de precipitación (SPI)

El índice SPEI se ha utilizado en la validación temporal de las series de precipitación. Presenta una metodología de cálculo muy similar a la del índice SPI, con la salvedad de incluir información termométrica en su algoritmo matemático, que permite la incorporación de series de evapotranspiración potencial (Beguería *et al.*, 2014). Estos índices se han calculado en el software R, con el paquete específico denominado SPEI (Vicente-Serrano *et al.*, 2010). El índice

estandarizado - multivariante de sequía (MSDI) permite obtener un único índice de sequía a partir de la combinación probabilística de dos variables de diferente naturaleza (precipitación – humedad del suelo, precipitación – escorrentía superficial, escorrentía superficial – volumen embalsado, etc.), lo cual se traduce en un análisis más integral de los periodos de sequías. La principal diferencia con respecto al índice SPI es que permite combinar variables que no se ajustan del todo bien a una distribución normal. En la presente investigación se han comparado las series de volumen embalsado en la presa de La Concepción y de caudales del río Verde con los datos de precipitación en la estación de Marbella. El índice MSDI se ha calculado con el programa SDAT (*Standardized Drought Analysis Toolbox*) desarrollado en entorno MATLAB (Farahmand y AghaKouchak, 2015).

En la figura 5.34 se presenta la evolución mensual de las variables utilizadas en el análisis de los índices de sequía. Se observa una relación directa entre la precipitación y el resto de variables, con máximos piezométricos, de caudal y de volumen embalsado, en los meses de mayor pluviometría. A finales de los años hidrológicos 1998/99, 2004/05 y 2013/14 se registraron cotas piezométricas negativas en los puntos de control situados en los acuíferos detríticos (Fig. 5.34.A). Por lo que respecta a la evolución de las cotas piezométricas en el acuífero carbonático de Sierra Mijas (piezómetros Tabico y Arroyo don Pedro), se detecta claramente un desfase entre la señal pluviométrica y piezométrica en ambos puntos (Fig. 5.34.B), debido al funcionamiento hidrogeológico de dicho acuífero, caracterizado por una elevada inercia y efecto memoria en respuesta a las precipitaciones (Andreó, 1997). Dada la similitud existente entre las evoluciones de los piezómetros de Arroyo don Pedro y Tabico, los índices de sequía se han calculado sólo para el primero de ellos.

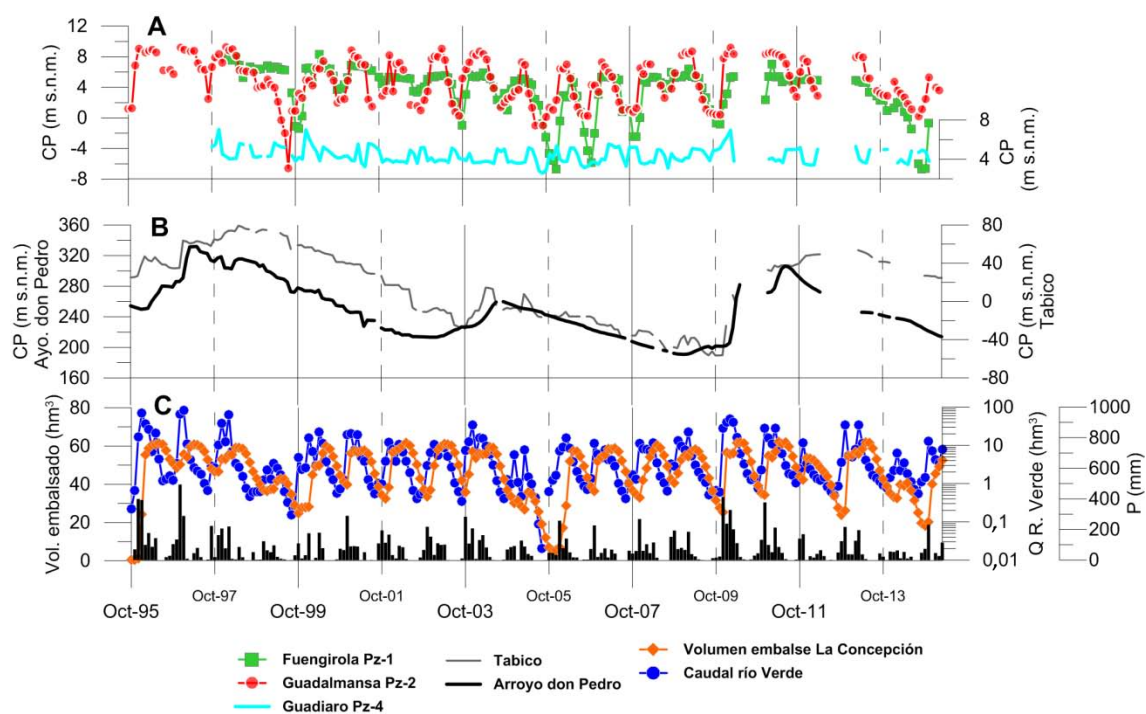


Figura 5.34. Evolución mensual de las variables utilizadas en el análisis de sequías. CP = cota piezométrica, Q = caudal. La serie de precipitación corresponde a la estación de Marbella

La evolución de los volúmenes embalsados en la presa de La Concepción está condicionada por la capacidad total de almacenamiento, en torno a 60 hm³, y por las aportaciones del río Verde, con un desfase de apenas un mes entre los máximos de caudal y de volumen almacenado (Fig. 5.34.C).

Con objeto de evaluar la representativa temporal de los índices de sequía derivados de las series de precipitación (19 años de registro), se ha utilizado el índice de sequía SPEI (Fig. 5.35) obtenido del *Global SPEI Database* (Beguería *et al.*, 2014). Las series de precipitación usadas en el cálculo de dicho índice se obtienen de la base de datos global *CRU TS 3.23* suministrada por el centro de investigación climática de la Universidad de East Anglia (New *et al.*, 2002). La base de datos consiste en un grid de 0,5° x 0,5° de resolución obtenido a partir de 1224 estaciones meteorológicas compiladas y actualizadas a nivel mundial. En el presente trabajo se han usado las medias mensuales (periodo 1901-2014) del grid de latitud 36,75 y longitud -4,75, situado a unos 25 km al norte del municipio de Alhaurín de la Torre (Fig. 5.32). En la figura 5.35 se observa un buen grado de ajuste entre los valores del índice SPEI y los correspondientes al índice estandarizado de precipitación (SPI-12) de la estación de Marbella (años 1970-2014 y 1995-2014). Los tres índices de sequía han permitido identificar periodos especialmente secos durante los años 1998/99, 2004/05, 2011/12 y 2013/14. Por tanto, se asume que el periodo de análisis (1995-2014) es representativo de las condiciones climáticas de la zona de estudio.

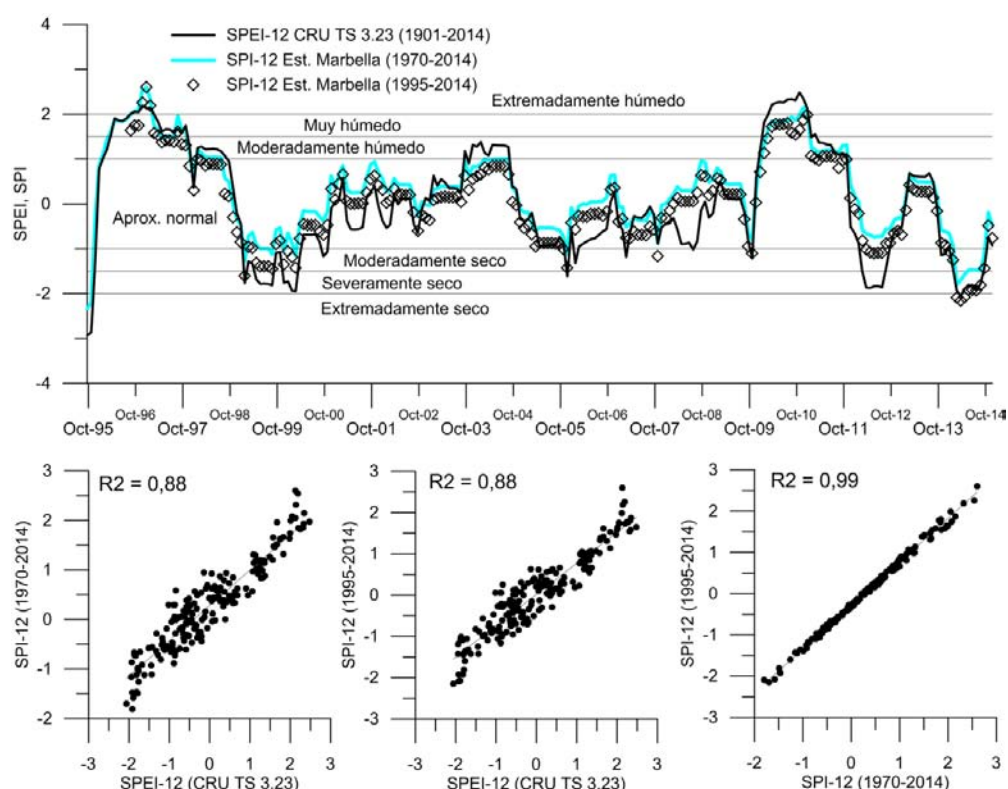


Figura 5.35. Análisis comparativo de los índices SPEI e SPI (estación pluviométrica de Marbella) durante el periodo de aplicación del sistema de indicadores de sequía (1995-2014)

Por lo que respecta a los diferentes índices de estado, su cálculo ha variado en función de la naturaleza de las series de datos originales. Las series de precipitación, de caudales del río Verde, de niveles piezométricos y de volúmenes almacenados en el embalse de La Concepción

presentan diferentes tendencias y rango de valores, por lo que se ha procedido a su homogeneización a partir de distintos procedimientos. El objetivo central ha sido suavizar las evoluciones de las series originales, especialmente en el caso de los datos de lluvia y caudal, con objeto de aumentar su aplicabilidad en el análisis de sequías. A continuación se presenta la formulación matemática del índice de estado, cuya metodología se describe con mayor nivel de detalle en el apartado 4.5.1.2.2.

$$\text{Si } V_i \geq V_{\text{med}} \rightarrow I_e = 1/2 * [1 + V_i - V_{\text{med}} / V_{\text{max}} - V_{\text{med}}]$$

$$\text{Si } V_i < V_{\text{med}} \rightarrow I_e = V_i - V_{\text{min}} / 2 * (V_{\text{med}} - V_{\text{min}})$$

El índice de estado (I_e) relacionado con los recursos almacenados en el embalse de La Concepción presenta una formulación diferente con respecto a las ecuaciones originales. Dicho índice se calcula a partir de los volúmenes embalsados cada mes y 3 umbrales de sequía mensualmente variables (Fig. 5.36). Estos umbrales de sequía se establecieron en el año 2006, en el marco del Plan Especial de Actuación en Situaciones de Alerta y Eventual Sequía del distrito hidrográfico mediterráneo (PAES).

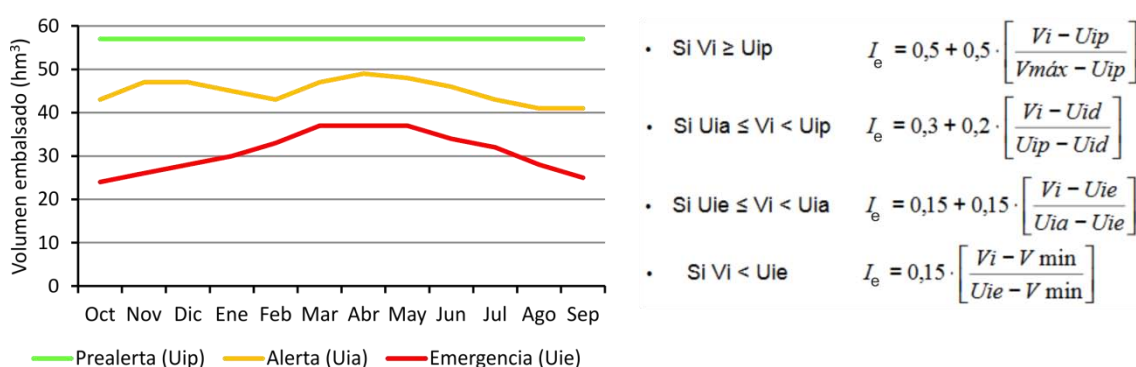


Figura 5.36. Umbrales de sequía en el embalse de La Concepción para el cálculo del índice de estado (I_e). Nota: V_i = volumen embalsado en el mes i

Se han calculado tres índices de estado a partir de las cotas piezométricas en los acuíferos (Fig. 5.37.A). Los estadísticos medios, mínimos y máximos en los índices de estado I_{e1} e I_{e2} se refieren a la serie histórica y a los valores medios mensuales, respectivamente. Además, se ha llevado a cabo un ajuste de la temporalidad de la serie de datos de piezometría (I_{e3}). A dichos valores se les resta la media de las diferencias entre los meses i (todos los meses de octubre, de noviembre, etc.) y la cota piezométrica media anual. Los estadísticos medios, mínimos y máximos corresponden a los valores de la serie ajustada temporalmente. Este procedimiento metodológico se ha aplicado a las series relativas a los acuíferos detríticos, dado que el comportamiento del nivel piezométrico en el acuífero carbonático de la Sierra de Mijas ya presenta una evolución inercial (Fig. 5.34.B). El índice de estado relacionado con las aportaciones del río Verde al embalse de La Concepción también se ha calculado mediante tres aproximaciones metodológicas (Fig. 5.37.B). En primer lugar, los estadísticos medios, mínimos y máximos corresponden a los valores de la serie histórica aplicados a la serie original de caudales (I_{e1}). En el segundo y tercer caso, el cálculo del índice de estado se ha realizado a partir de la serie de caudales acumulados en los últimos 6 meses, con estadísticos medios, mínimos y máximos correspondientes a la serie histórica (I_{e2}) y a los valores medios mensuales (I_{e3}).

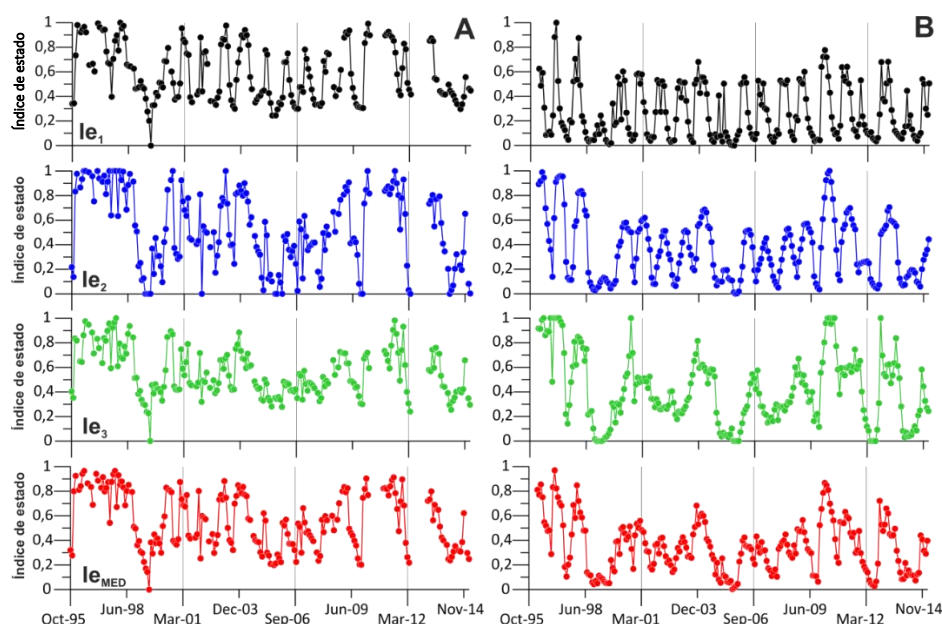


Figura 5.37. Evolución de los índices de estado (I_e) aplicados a las cotas piezométricas del punto de control Guadalmanza Pz-2 (A) y a los caudales del río Verde (B)

En la figura 5.37 se observa que las series de piezometría en el punto de control Guadalmanza Pz-2 y de caudales en el río Verde tienden a ser más inerciales y, por tanto, más útiles a la hora de activar los diferentes umbrales de sequía, con el método de estimación denominado I_{e3} . Dicha circunstancia se observa mejor en la evolución de los caudales del río Verde (Fig. 5.37.B), mucho más suavizada con respecto a las metodologías I_{e1} e I_{e2} .

Las series de precipitación de las estaciones de Marbella (0123) y Torremolinos Pueblo (0299) se han utilizado en el cálculo de los indicadores pluviométricos, a partir de la precipitación acumulada en los últimos 6 meses. Los estadísticos medios, mínimos y máximos se refieren a la serie de datos histórica.

La evolución de los índices estandarizados de sequía en las estaciones pluviométricas de Marbella y Torremolinos (Fig. 5.38.A) es prácticamente idéntica, con valores característicos de situaciones de alerta y emergencia en los años secos 1998/99, 2004/05 y 2013/14. Dichos años también se han detectado en las series de piezometría de los acuíferos aluviales (Fig. 5.38.B), de caudal y de volumen embalsado (Fig. 5.38.C).

Por lo que respecta a las aguas subterráneas, el índice SPI del piezómetro denominado Guadalmanza Pz-2 (Fig. 5.38.B) muestra una tendencia muy similar a la de los índices relativos a las series de precipitación, lo cual es indicativo de la escasa capacidad de regulación que tiene el acuífero. Por otro lado, la mayor superficie de afloramiento de los acuíferos aluviales de los ríos Guadiaro y Fuengirola (Fig. 5.32) podría estar relacionada con una respuesta de la piezometría algo más inercial frente a los eventos de lluvia. Los valores del índice SPI en el piezómetro denominado Guadiaro Pz-4 se encuentran, durante la mayoría de los meses, en fase de normalidad ($SPI \geq 0$). Dichos valores son coherentes con el balance hídrico excedentario descrito por Morales (2007) en el acuífero aluvial del río Guadiaro. Aun así, desde el verano de 2013 ha tenido lugar un empeoramiento del estado hidrodinámico del acuífero, debido principalmente a la baja pluviometría de los últimos años hidrológicos. Esta situación también se ha observado en

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

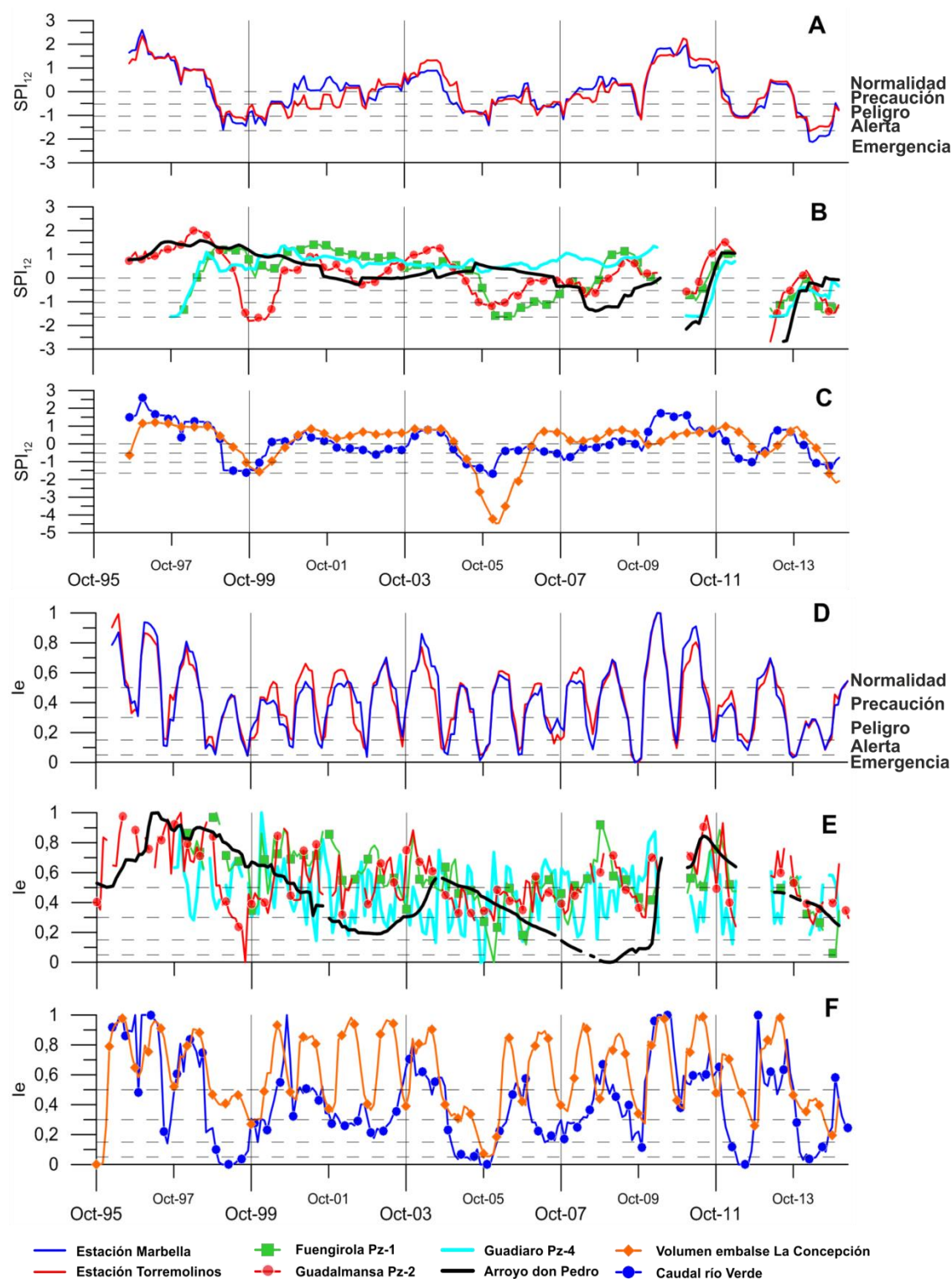


Figura 5.38. Evolución de los índices estandarizados de sequía (SPI_{12}) y de los índices de estado (I_e) estimados a partir de series de precipitación (A, D), piezometría (B, E), hidrometría y volúmenes embalsados (C, F). Nota: los umbrales de sequía corresponden a la propuesta de Andreu et al. (2015). Se ha representado 1 símbolo cada 4 meses con objeto de facilitar la interpretación gráfica

el resto de puntos de control piezométrico. En el acuífero aluvial del río Fuengirola la evolución de las cotas piezométricas está influenciada por la existencia de bombeos para abastecimiento en las proximidades del punto de control, que se han intensificado desde el año 2004/05 (Fig.

5.3). La evolución del índice SPI calculado a partir de la serie de piezometría del sondeo Arroyo don Pedro muestra un comportamiento diferente en relación con el resto de piezómetros y variables analizadas. Dicho piezómetro presenta valores del índice en fase de normalidad hasta octubre de 2007 (Fig. 5.38.B), aunque con una tendencia claramente descendente motivada por los bombeos intensivos que tienen lugar en los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Mijas (Andreo, 1997).

El valor más negativo de los índices estandarizados de sequía (-4,5) corresponde a la serie de volúmenes embalsados por la presa de La Concepción (Fig. 5.38.C). Ninguno de los índices estandarizados mostró una situación de sequía tan severa como la indicada por el embalse a comienzos del año 2006, aunque los valores del índice SPI de los puntos de control piezométrico denominados Guadalmanza Pz-2 y Fuengirola Pz-1 se encontraban en fase de alerta en ese mismo periodo (Fig. 5.38.B).

Por lo que respecta a los índices de estado, la metodología de cálculo ha contribuido a suavizar las rápidas respuestas de algunas variables, como la precipitación y el caudal del río Verde (Figs. 5.38.D, F). Aun así, los cambios entre los diferentes umbrales de sequía son más bruscos en relación con los obtenidos a partir del índice estandarizado de precipitación (SPI-12). Las series más interesantes para la caracterización de los periodos de sequía corresponden a los datos de piezometría de los acuíferos aluviales de los ríos Guadalmanza y Fuengirola, de caudales en el río Verde y de volúmenes almacenados en el embalse de La Concepción. El ajuste de temporalidad de los datos piezométricos del punto de control Guadiaro Pz-4 no ha permitido suavizar significativamente su evolución, que presenta cambios poco escalonados entre los distintos umbrales de sequía (Fig. 5.38.E). El acuífero carbonático de la Sierra de Mijas muestra una evolución piezométrica demasiado influenciada por factores externos (bombeos) y excesivamente inercial (Fig. 5.38.E), lo cual dificulta su utilización como indicador de sequía. A este respecto, los valores del índice de estado en los años hidrológicos 2004/05 y 2005/06 fueron característicos de fases de normalidad y precaución, mientras que el resto de indicadores de sequía indicaron situaciones de alerta y emergencia (Fig. 5.38).

La estimación de un valor global para el índice estandarizado de precipitación (SPI-12) y el índice de estado (Ie) se ha llevado a cabo a partir de tres aproximaciones metodológicas. Por un lado, se ha asumido que todas las variables tienen la misma importancia y el valor del índice es el resultado de calcular la correspondiente media aritmética (escenario A). En la segunda aproximación se han asignado factores de ponderación de 0,6 y 0,4 a las variables relacionadas con las aguas superficiales (embalse de La Concepción y caudales del río Verde) y las aguas subterráneas (puntos de control piezométrico), respectivamente (escenario B). Dicha asignación porcentual se ha calculado a partir del peso medio de cada fuente de suministro en el abastecimiento de los municipios de la Costa del Sol Occidental. Por último, se ha planteado un tercer escenario de ponderación donde la importancia relativa de los índices de estado hidrológicos, hidrogeológicos y meteorológicos es del 60, 30 y 10% (escenario C). En la figura 5.39 se presenta la evolución del índice estandarizado de sequía (SPI-12) y del índice de estado (Ie), una vez realizada la ponderación de las diferentes variables hidro-meteorológicas. Además, se muestra el comportamiento de otros dos índices de sequía, el índice estandarizado de sequía pluviométrica (IESP) y el índice multivariante de sequía (MSDI). Se han calculado tres variantes

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

de dicho índice a partir de los pares de variables: precipitación – caudal del río Verde (A), precipitación – volúmenes embalsados en la presa de La Concepción (B) y caudal del río Verde – volúmenes embalsados en la presa de La Concepción (C). La inclusión del índice IESP en el análisis se debe a su uso por parte de la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio para la evaluación de las condiciones de sequía en Andalucía.

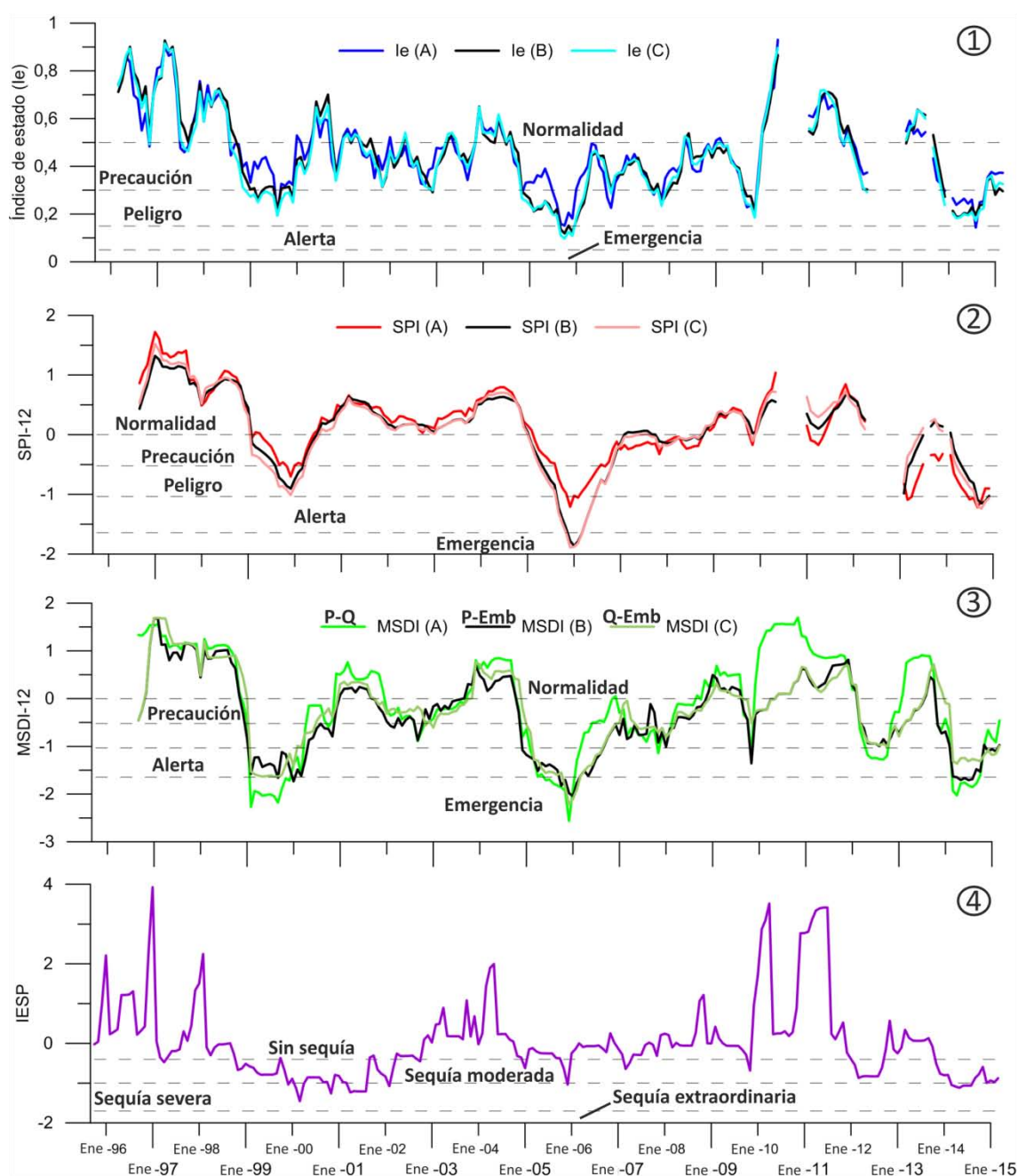


Figura 5.39. Evolución de los diferentes índices utilizados en el análisis de sequías del subsistema de explotación I-3 (Costa del Sol Occidental). Nota: P = precipitación, Q = caudal del río Verde, Emb = volúmenes embalsados

La evolución del índice de estado en los tres escenarios de cálculo considerados (A, B y C) presenta una evolución muy similar (Fig. 5.39.1). Dicho índice ha sido capaz de identificar, de forma gradual, los periodos secos de los años hidrológicos 1998/99, 2004/05, 2005/06 y 2014/15. La aprobación de diferentes normas (decretos y reales decretos) a nivel nacional y

regional para mitigar la situación de sequía que tuvo lugar en el año 2005 validaría la activación de la fase de alerta a partir del análisis del índice de estado. Dicho índice se encuentra en la mayoría de los meses en fases de normalidad y precaución (Fig. 5.40), interrumpidas por años hidrológicos especialmente húmedos (1995/96, 1996/97, 1997/98, 2009/10, 2010/11) y secos (1998/99, 2004/05, 2005/06, 2013/14).

Por lo que respecta al índice estandarizado de precipitación (SPI-12), su evolución es más gradual y presenta un porcentaje superior de valores en fase de normalidad si se comparan sus resultados con los del índice de estado (Fig. 5.40), especialmente en el periodo 2001 - 2004 (Fig. 5.39.2). Las situaciones de alerta y emergencia durante los años hidrológicos 2004/05 y 2005/06 sólo se alcanzaron en los escenarios B y C (Fig. 5.39.2). Esto es debido al mayor peso que tienen los volúmenes embalsados en la presa de La Concepción (60%), con valores del índice SPI-12 más negativos que el resto de variables consideradas (Fig. 5.38.A, B, C).

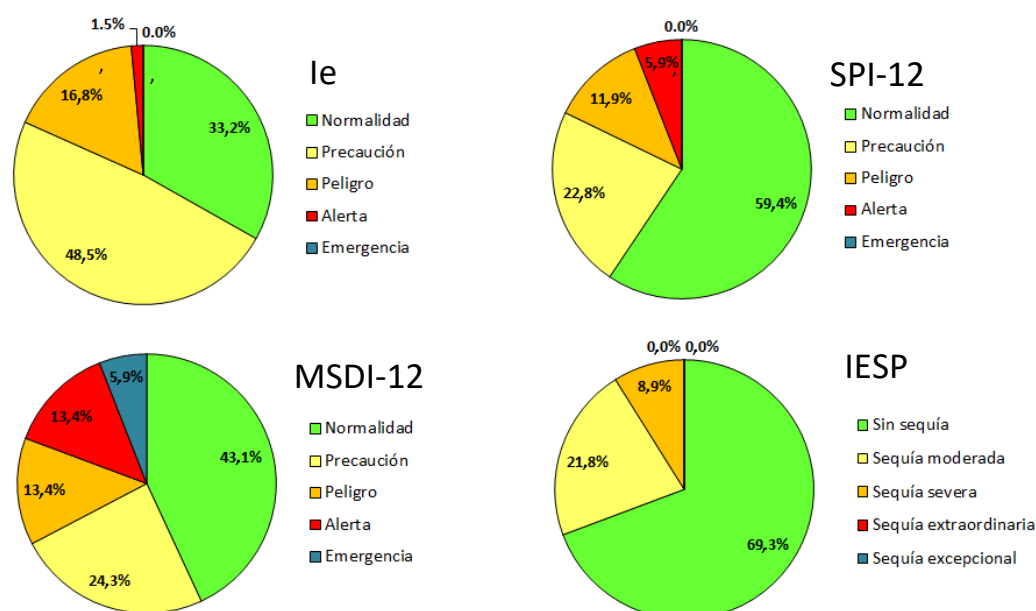


Figura 5.40. Reparto porcentual de las situaciones de sequía definidas a partir de los diferentes índices utilizados. Dicho reparto porcentual se ha calculado a partir del valor medio de las series (Fig. 5.39)

El uso conjunto de diferentes pares de variables (índice MSDI-12) muestra unos resultados similares a los obtenidos a partir de la aplicación ponderada del índice SPI-12 (Fig. 5.39.3), aunque con un mayor número de meses en fases de alerta y emergencia (Fig. 5.40). Las diferentes combinaciones de variables presentan evoluciones menos escalonadas, especialmente en el caso del índice calculado a partir de la precipitación y el caudal del río Verde (Fig. 5.39.3). Dicho índice ha permitido identificar tres periodos de sequía en fase de emergencia (años 1998/99, 2004/05 - 2005/06 y 2014/15). En esos mismos periodos, los índices Ie y SPI-12 se encontraban en fases de peligro y alerta, con la excepción de índice SPI-12 (escenarios B y C) a finales del año 2005 (situación de emergencia). Los índices MSDI-12 que tienen en cuenta los recursos almacenados en el embalse de La Concepción presentan una evolución más escalonada (Fig. 5.39.3), debido al efecto regulador del propio embalse.

Por otro lado, el índice estandarizado de sequía pluviométrica (IESP) presenta un comportamiento diferente en relación con el resto de índices utilizados (Fig. 5.39.4). Esto se

debe principalmente a su formulación matemática, que considera únicamente series de precipitación. A este respecto, la sequía de los años hidrológicos 2004/05 y 2005/06 identificada a partir del IESP es menos intensa que la ocurrida en el año 1998/99. Esta situación también se observa en los índices estandarizados de precipitación de las estaciones de Marbella y Torremolinos (Fig. 5.38.A) y en el análisis comparativo del índice SPEI (Fig. 5.35). Por tanto, el periodo de escasez de recursos hídricos de los años 2004/05 - 2005/06 no respondió únicamente a condicionantes de tipo pluviométrico sino que estuvo influenciado por factores relacionados con la gestión del agua (sequía socio-económica). Estos factores podrían estar relacionados con el pico de demanda de agua que se alcanzó en los municipios abastecidos por ACOSOL en dichos años (Fig. 5.3).

El índice de estado (Ie) relativo al Plan Especial de Actuación en Situaciones de Alerta y Eventual Sequía (PAES) del distrito hidrográfico mediterráneo considera, por un lado, las series de piezometría de los puntos de control denominados Fuengirola Pz-1, La Cala (código P-1 del inventario de puntos de agua) y Rancho Domingo (Sierra de Mijas) y, por otro, los volúmenes almacenados en la presa de La Concepción. El número de indicadores considerados en el presente apartado ha sido de 8, el cual ha incorporado variables de carácter meteorológico (Fig. 5.38.D, E, F). En el PAES se ha fijado arbitrariamente un valor máximo del índice de estado de 0,5 para la serie de volúmenes embalsados, aunque su formulación matemática permite obtener valores superiores cuando $V_i \geq U_{ip}$ (Fig. 5.36). Ante esta situación, no se ha realizado un análisis comparativo entre los índices de estado calculados en la presente Tesis Doctoral y el plan especial de sequías, cuyas series terminan en el año 2007.

El uso de variables de diferente naturaleza (meteorológicas, hidrológicas, hidrogeológicas y de gestión) es fundamental para analizar eficientemente los eventos de sequía. Esta aproximación metodológica permite tener en cuenta las diferentes características de cada una de las variables y evaluar los resultados obtenidos de una forma más integrada. En relación con la propuesta de un sistema de indicadores de sequía en la Costa del Sol Occidental (subsistema de explotación I-3), se recomienda hacer un uso combinado de los diferentes índices de sequía descritos en el presente apartado, con objeto de dotar a los gestores del agua de más argumentos en las fases de activación de los diferentes umbrales de sequía. La activación de dichos umbrales tendría lugar cuando el valor del índice de estado permaneciera en una situación de sequía durante al menos 2 meses consecutivos. Además, se aconseja valorar la capacidad de tratamiento de la planta desalinizadora de Marbella y de transferencia de recursos desde el Campo de Gibraltar (subsistema de explotación I-1) con anterioridad a la declaración de un estado de sequía. A este respecto, se propone incluir en un futuro las series de volúmenes almacenados en los embalses de Charco Redondo y Guadarranque y de niveles piezométricos en el punto de control 06.49.001B (M.A.S. Guadarranque – Palmones), ante la previsible puesta en funcionamiento de los pozos de Majarambuz (Fig. 5.1) para abastecimiento a la Costa del Sol Occidental (BOJA, 2016).

5.5 Modelo de apoyo a la toma de decisiones – AQUATOOL – en la Costa del Sol Occidental

5.5.1 Antecedentes

5.5.1.1 *Ámbito nacional*

Los trabajos realizados en el marco del Libro Blanco del Agua (MIMAM, 2000) dieron lugar al desarrollo de un sistema unificado de explotación de recursos hídricos para la optimización de la gestión del agua en el periodo 1940/41 – 1995/96. En dicho modelo (módulo OPTIGES de AQUATOOL) se incluyeron las principales infraestructuras hidráulicas (regulación y transporte), demandas de agua (urbanas, agrícolas e industriales), caudales ecológicos y recursos hídricos superficiales, todas ellas definidas en los planes hidrológicos de cuenca aprobados en el año 1998. La falta de detalle de los resultados del modelo a escala de subsistema de explotación y la no inclusión de las aguas subterráneas como fuente de suministro, desaconseja su uso a la hora de extraer conclusiones de interés para la construcción del modelo de simulación del sistema de la Costa del Sol (I-3).

El Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) actualizó en el año 2012 el esquema de simulación de recursos hídricos a escala nacional realizado en el Libro Blanco del Agua. Al igual que en el caso del Libro Blanco del Agua, sólo tuvo en cuenta las masas de agua superficial, debido a que el módulo empleado (OPTIGES) no permitía, por aquel entonces, la incorporación de acuíferos a los esquemas de simulación. Se incluyeron únicamente los ríos con una aportación media anual superior a los 50 hm³, estimada a partir del modelo SIMPA de precipitación – escorrentía (Estrela y Quintas, 1996). No obstante, sí se tuvieron en cuenta los ríos que se encontraban regulados parcialmente mediante azudes de derivación y que estaban conectados a un embalse principal. Este fue el caso del conjunto de trasvases de los ríos Guadalmansa, Guadalmina y Guadaiza. Se consideraron los embalses con una capacidad de almacenamiento superior a 10 hm³, siempre y cuando el cociente entre dicha capacidad y la aportación media anual fuera mayor de 0,3. El número de embalses incluidos en la simulación fue de 259, en comparación con los 200 incorporados en el esquema de explotación del Libro Blanco del Agua. En lo referente a los usos del agua, en la mayoría de los casos se optó por agrupar las demandas del mismo tipo que dependían de la misma fuente de suministro, como ocurre con las demandas urbanas de los municipios abastecidos por ACOSOL en la Costa del Sol Occidental. Esta situación puede observarse en la figura 5.31, donde se aprecia la simplicidad de los modelos de optimización incluidos en el estudio del CEDEX (2012). A este respecto, el subsistema de explotación I-3 constaba únicamente de fuentes de recursos superficiales, el embalse de La Concepción y el conjunto de trasvases, a lo cuales estaban conectadas las demandas urbanas de los municipios de la Costa del Sol Occidental (Fig. 5.31).

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

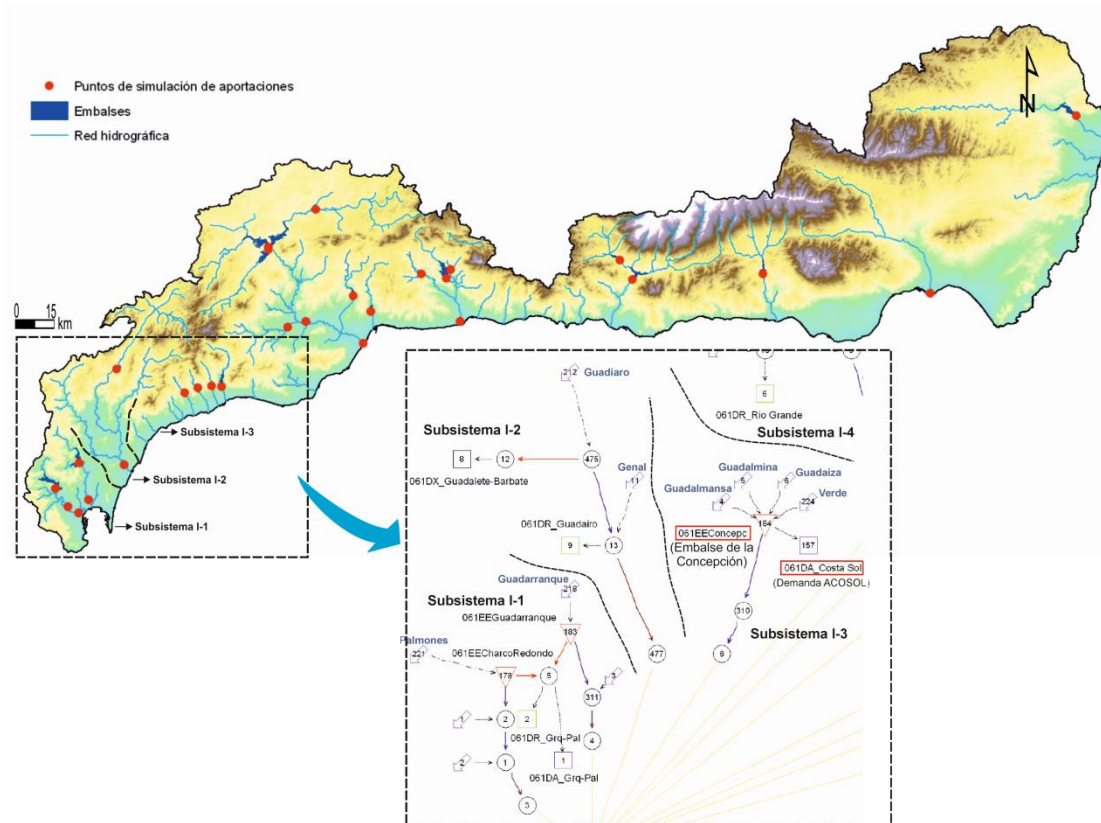


Figura 5.31. Esquema de optimización (OPTIGES) de los subsistemas de explotación I-1, I-2 y I-3 mediante AQUATOOL. Modificado de CEDEX (2012)

El objetivo del estudio del CEDEX (2012) se centraba principalmente en el cálculo de los recursos hídricos disponibles y su evolución ante escenarios de cambio climático, para lo cual utilizaron distintos modelos de circulación atmosférica basados en diferentes proyecciones de aumento de la temperatura y disminución de la precipitación. En el informe se indicaba la elevada incertidumbre de los resultados de los modelos de circulación atmosférica regionalizados, como se deduce de la figura 5.32.A, con una importante subestimación de las aportaciones medias anuales (periodo 1961 – 1990) en comparación con los valores obtenidos a partir de datos meteorológicos observados ($2.511 \text{ hm}^3/\text{año}$ para todo el distrito hidrográfico mediterráneo). Dicha subestimación se traducía en unas aportaciones medias anuales y unos recursos disponibles inferiores (figura 5.32.B), con porcentajes de reducción en torno al 60 y 45%, respectivamente. Los recursos disponibles correspondían a la máxima demanda de agua que podía satisfacerse de acuerdo con un criterio de garantía, una vez cumplidas las restricciones establecidas, principalmente relacionadas con caudales ecológicos (CEDEX, 2012). Los valores de demanda de agua incorporados en los modelos de simulación se basaban en las directrices establecidas por MIMAM (2000), con dos posibles situaciones, demandas uniformes y variables (Tabla 5.4). Las desviaciones de las aportaciones medias anuales y de los recursos disponibles calculados en función de dichas demandas son muy similares (Fig. 5.32.B).

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

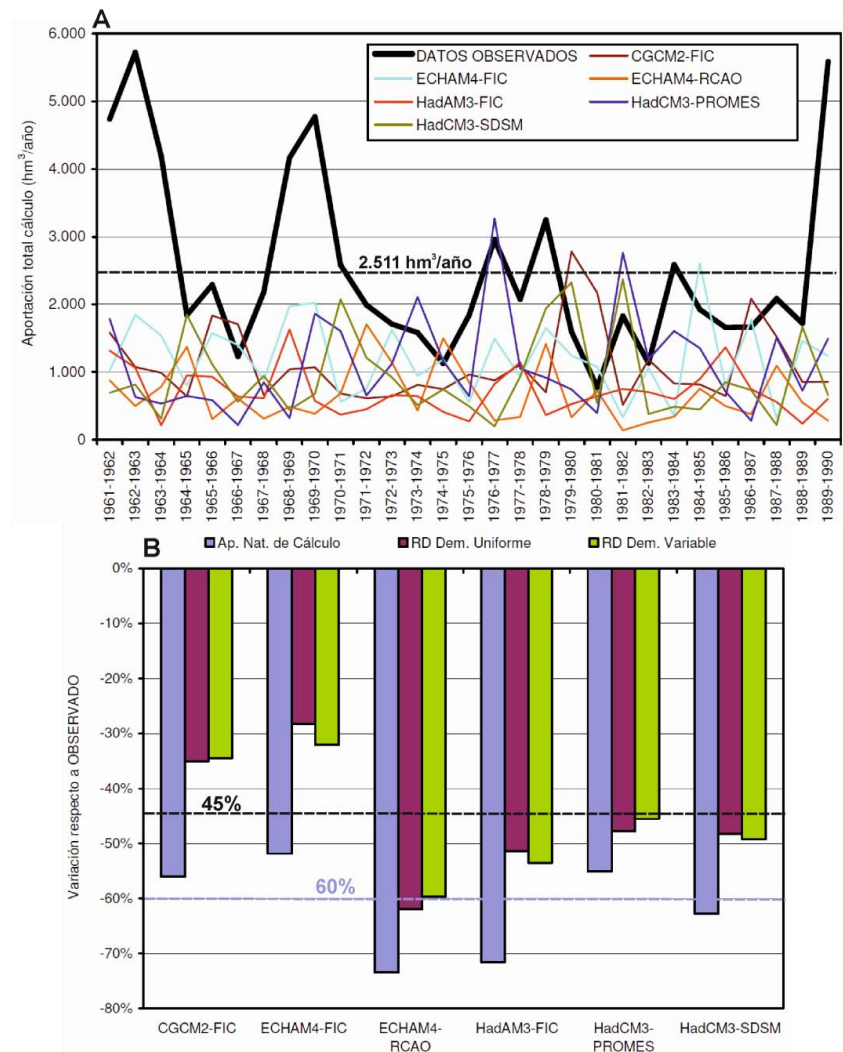


Figura 5.32. Series de aportación anual (A) y desviaciones de las aportaciones medias anuales y de los recursos hídricos disponibles estimados por los distintos modelos climáticos en comparación con los datos observados en estaciones meteorológicas del distrito hidrográfico mediterráneo. Notas: Ap.Nat. de Cálculo = aportaciones en régimen natural; RD = recurso disponible; Dem. = demanda. Modificado de CEDEX (2012)

TIPO DE DEMANDA	VALOR MENSUAL (%)											
	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
Uniforme	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3
Variable	3,0	0	0	0	0	1,0	4,0	11,0	18,0	27,0	25,0	11,0

Tabla 5.4. Ejemplo de definición de demandas uniformes y variables. Tomado de CEDEX (2012)

En lo que respecta a las limitaciones del estudio del CEDEX (2012), se han identificado tres debilidades principales. Por un lado, la escala de trabajo del proyecto (nacional) no permite extraer resultados de interés a nivel de subsistema de explotación, debido a la falta de precisión de los modelos de gestión simulados (Fig. 5.31). Además, la elevada subestimación de las aportaciones medias anuales obtenidas por los distintos modelos climáticos (Fig. 5.32) añade aún más incertidumbre al volumen de recursos disponibles calculados. Por otro lado, no se tiene en cuenta la participación de las aguas subterráneas en la satisfacción de las demandas de agua,

lo que tiende a simplificar el comportamiento real de los sistemas de abastecimiento. Esta limitación estuvo impuesta por el modelo de optimización utilizado (OPTIGES).

Se describen a continuación una serie de estudios de simulación de recursos hídricos que analizan con cierto detalle el subsistema de explotación I-3 (Costa del Sol Occidental).

5.5.1.2 *Ámbito regional*

5.5.1.2.1 Modelo de uso conjunto aguas superficiales y subterráneas (IGME – Junta de Andalucía)

En el año 2000 se publicaron los resultados de la investigación denominada “Plan de Integración de los recursos hídricos subterráneos en abastecimiento urbano: Sistema de la Costa del Sol (Málaga. Años 1997-1998-1999)”, en el que se realizó la primera simulación de la gestión del sistema de abastecimiento de la Costa del Sol Occidental mediante el software AQUATOOL (López-Geta *et al.*, 2000). El principal ámbito de actuación del proyecto fue el subsistema de explotación I-3 (Costa del Sol Occidental), con una demanda de agua fundamentalmente de tipo urbano (91,3 hm³/año). Aun así, también se simularon varias demandas urbanas y agrícolas de la cuenca del río Guadiaro (I-2) y de las cuencas de los ríos Guadalhorce y Guadalmedina (I-4). Se establecieron tres escenarios de gestión, denominados “situación actual (A)”, “embalses de los ríos Genal y Grande (B)” y “regulación de acuíferos (C)”.

En el escenario que simuló la denominada “situación actual” del abastecimiento (A) se tuvieron en cuenta como fuentes de suministro de agua los recursos almacenados en el embalse de La Concepción y los caudales procedentes de los azudes de derivación en los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza, así como las captaciones de agua subterránea ubicadas principalmente en los acuíferos aluviales de los ríos Guadiaro y Fuengirola, en los afloramientos pliocuaternarios de Marbella – Estepona, y en los mármoles dolomíticos de Sierra de Mijas. Por otro lado, en el escenario de gestión B se incluyeron los embalses de Genal Bajo y de Cerro Blanco (éste en el cauce del río Grande), contemplados en el Plan Hidrológico Nacional. En esta simulación (B) se eliminaron una serie de bombeos asociados a las demandas urbanas de núcleos adscritos a ACOSOL, con objeto de que el abastecimiento fuera de origen exclusivamente superficial. Se proyectó un trasvase entre los subsistemas de explotación I-2 y I-3 (Fig. 5.1) para conectar ambos sistemas y permitir la transferencia de caudales. Las salidas del embalse previsto en el río Genal se conectaron con el conjunto de trasvases de los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza y, finalmente, con el embalse de La Concepción (López-Geta *et al.*, 2000).

En relación con el subsistema de explotación I-3, en el tercer escenario de simulación (C) se incluyeron una serie de medidas encaminadas al aumento del aprovechamiento de recursos subterráneos y de la regulación de caudales superficiales. Entre dichas medidas se encontraban la regulación del manantial del río Verde (M.A.S. Sierra de las Nieves - Prieta) y del acuífero carbonático de Sierra Blanca (sistema Istán), mediante el bombeo anual de 29 y 4,2 hm³,

respectivamente. Dichos recursos se verterían hacia el embalse de La Concepción para su posterior utilización en el abastecimiento a los municipios de la Costa del Sol Occidental. También se planteó la regulación de los caudales drenados por el manantial del río Genal (M.A.S. Sierra de las Nieves - Prieta) y su trasvase hacia el río Guadalmina, con un valor anual de 17 hm³, aunque dicho trasvase supondría salvar un desnivel próximo a los 400 m y una distancia de 3 km. En relación con nuevas infraestructuras de regulación de aguas superficiales, se proyectaron tres embalses de 15 hm³ de capacidad en los azudes de derivación de los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza.

En el tercer escenario de simulación (**C**) también se incluyeron los aprovechamientos de agua subterránea para abastecimiento urbano de los municipios de Torremolinos, Benalmádena, Mijas, Ojén e Istán, relacionados con la captación de recursos en las masas de agua subterránea 060.038 (Sierra Mijas) y 060.067 (Sierra Blanca). No se tuvieron en cuenta los recursos subterráneos de los acuíferos detríticos costeros del río Fuengirola y Marbella – Estepona, por su elevada vulnerabilidad a procesos de intrusión marina (López-Geta *et al.*, 2000).

En la figura 5.33 se presenta un resumen con los principales resultados de la simulación. La gestión del abastecimiento en el año 2000 (**A**) se caracteriza por menores garantías de suministro y mayores déficits en relación con el resto de escenarios, tanto en la simulación de todas las demandas como en el volumen de agua demandado por los municipios de la Costa del Sol Occidental (Fig. 5.33.a,b). Los escenarios de simulación que implicarían la puesta en funcionamiento de los embalses de los ríos Genal y Grande (**B**) y una mayor regulación de determinados acuíferos (**C**) presentan garantías en la satisfacción de las demandas más elevadas y menores déficits anuales (Fig. 5.33). La simulación que se fundamenta en un mayor aprovechamiento de las aguas subterráneas (escenario **C**) permite obtener déficits anuales inferiores con respecto al escenario **B**, debido a la mayor capacidad de regulación que ofrecerían los acuíferos. En ninguna de las simulaciones se alcanza una garantía de suministro del 100%, lo que podría estar relacionado con periodos especialmente secos y limitaciones del caudal distribuido por las conducciones de transporte de ACOSOL (López-Geta *et al.*, 2000).

En el caso de las garantías de suministro y déficits hídricos anuales de las demandas urbanas del subsistema I-3 (Fig. 5.33.b), los resultados cambian considerablemente en función de si se tiene en cuenta el abastecimiento al municipio de Marbella. Dicha municipio presentaba la menor garantía mensual (32,3%), debido a que el suministro con recursos procedentes del sistema ACOSOL se complementaba únicamente con los caudales extraídos en el acuífero aluvial del río Verde y los drenados por el manantial de Puerto Rico (M3, en la figura 5.1), cuando por aquel entonces ya se explotaba el acuífero aluvial del río Guadalmina o los afloramientos pliocenos de San Pedro de Alcántara, entre otros. Por esta razón, se ha creído conveniente presentar los resultados de la simulación con y sin el abastecimiento a Marbella.

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

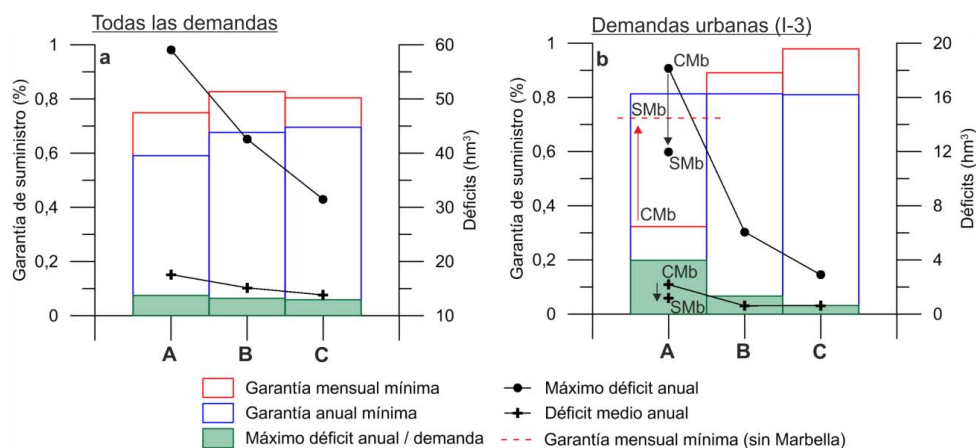


Figura 5.33. Resultados de las simulaciones con AQUATOOL para los tres escenarios de gestión en la Costa del Sol Occidental. Notas: A = Situación actual (año 2000); B = Embalses de los ríos Genal y Grande; C = Regulación de acuíferos; CMb = con Marbella; SMb = sin Marbella. Modificado de López-Geta et al. (2000)

La necesidad de bombear importantes caudales de las M.A.S. Sierra de las Nieves – Prieta y Sierra Blanca (Fig. 5.1) precisaría de un estudio previo de viabilidad técnica y económica, con la inclusión de modelos de parámetros distribuidos que simulasen el flujo subterráneo en los sistemas acuíferos drenados por los manantiales de los ríos Genal y Verde (Sierra de las Nieves – Prieta) e Istán (Sierra Blanca). Por otro lado, el volumen de explotación propuesto para la regulación de los manantiales de los ríos Verde y Genal (29 y 17 hm³/año) es superior a los recursos medios estimados, con valores de 17,1 y 10,7 hm³/año, respectivamente (Hidrosur, 2016). Los recursos medios anuales del sistema acuífero de Istán (M.A.S. Sierra Blanca) son del orden de 4,8 hm³/año (Andreo, 1997), valor muy similar al caudal de explotación incluido en el estudio de uso conjunto del IGME (4,2 hm³/año). Aun así, debido a la compleja estructura geológica y al heterogéneo desarrollo de la karstificación, sería muy difícil llegar a extraer dicho volumen.

En la simulación del funcionamiento de los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona (Fig. 5.1), se utilizaron los mismos parámetros hidrogeológicos (transmisividades de 1000 m²/día y coeficientes de almacenamiento de 5%) en los acuíferos aluviales y afloramientos pliocenos. Dicha asignación de valores no tiene sentido hidrogeológico, como se ha demostrado en los ensayos de bombeo interpretados en el correspondiente apartado de la presente Tesis Doctoral.

5.5.1.2.2 Modelo de uso conjunto en el marco de la planificación hidrológica

En el Plan Hidrológico elaborado con motivo del segundo ciclo de planificación hidrológica 2015 – 2021 se ha simulado la gestión del agua en tres escenarios temporales: situación actual y horizontes 2021 y 2027. En dichos horizontes, las fuentes de recursos incorporadas al sistema de abastecimiento de la Costa del Sol Occidental han sido, en primer lugar, los recursos almacenados en el embalse de La Concepción y, como apoyo al suministro de agua, los caudales procedentes del acuífero detrítico del río Fuengirola, los acuíferos

pliocuaternarios de Marbella – Estepona, los afloramientos detríticos del Guadiaro – Genal – Hozgarganta y la planta desalinizadora de Marbella (Fig. 5.1). El aporte de recursos desde el subsistema de explotación I-2 (M.A.S. Guadiaro – Genal – Hozgarganta) se cifra en 1,18 y 2,22 hm³/año en la situación actual y en el horizonte 2027, respectivamente (BOJA, 2016). La explotación de los recursos complementarios (subterráneos y desalinizados) depende en gran medida del volumen embalsado en la presa. En periodos de emergencia (reservas en el embalse inferiores a 15 hm³), dicha explotación alcanza valores máximos, con aportaciones desde los acuíferos y la planta desalinizadora de 0,86 y 1,68 hm³/mes, respectivamente. Estas aportaciones permanecen invariables en el horizonte temporal 2021, con un aumento del volumen de agua desalinizada debido a la teórica puesta en funcionamiento de la planta de Mijas – Fuengirola para el año 2027 (Fig. 5.1). Dicha puesta en funcionamiento ampliaría la capacidad teórica de tratamiento hasta los 40 hm³/año, equivalente a una aportación máxima 3,3 hm³/mes.

La aportación desde la ETAP de Arenillas (subsistema I-1) en el modelo de simulación se cifra en 2 hm³/mes (≈770 l/s), valor que contrasta con los datos reales de volumen trasvasado hasta la fecha (valor máximo de 304 l/s). Además, en el Plan Hidrológico (periodo 2015-2021) se incorpora el trasvase a partir del horizonte temporal 2021, cuando en la actualidad ya se trasvasa agua hacia la Costa del Sol Occidental. La transferencia de recursos está supeditada a que el volumen almacenado en los embalses de Charco Redondo y Guadarranque (Fig. 5.1) permita cubrir la demanda del Campo de Gibraltar, lo cual equivale a un volumen de 55,65 y 53,15 hm³/año, en los horizontes temporales 2021 y 2027, respectivamente (BOJA, 2016). La interdependencia entre los recursos almacenados en el subsistema de explotación del Campo de Gibraltar (I-1) y los trasvasados hacia la Costa del Sol Occidental (I-3) ha condicionado la simulación conjunta de ambos subsistemas en el Plan Hidrológico.

En la figura 5.34 se presenta un resumen del volumen anual de recursos utilizado para abastecimiento en los municipios del subsistema de explotación I-3 (Costa del Sol Occidental) en los escenarios de simulación 2015 (situación actual) y 2027. En la situación actual, los municipios que demandan una mayor cantidad de recursos son Marbella, Mijas, Benalmádena, Estepona y Torremolinos, con valores de 35, 15, 13, 12 y 9 hm³/año, respectivamente. Dichos valores difieren de los calculados a partir de la suma del volumen de agua facturado por ACOSOL multiplicado por un coeficiente de pérdidas en la red (obtenido a partir de la diferencia entre el volumen de agua suministrado y facturado) y de los caudales bombeados por las distintas empresas concesionarias. Dicha diferencia es especialmente significativa en los municipios de Marbella y Mijas, con valores estimados de demanda de agua en 2014 y 2015 de 27 y 10 hm³/año, respectivamente. La demanda de agua de Marbella tiene en cuenta los volúmenes de agua facturados por ACOSOL en baja y en alta y los aprovechamientos subterráneos de Hidralia pero no contabiliza el suministro de agua potable a urbanizaciones por parte de usuarios privados.

$$\begin{aligned} \text{Demanda estimada}_{\text{municipio } i} = & \text{volumen facturado alta} + \\ & \text{baja ACOSOL}_{\text{municipio } i} * \text{coef. pérdidas ACOSOL} + \\ & \text{volumen bombeado acuíferos concesionaria}_{\text{municipio } i} \end{aligned}$$

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

El volumen anual de agua demandado por los municipios de Benahavís, Casares, Istán, Manilva y Ojén no supera, en ningún caso, los 3 hm³. En el horizonte 2027 se produciría un cambio considerable en la procedencia del agua para abastecimiento, con un teórico aumento de los recursos desalinizados (Fig. 5.34) en detrimento de parte de los caudales bombeados en el acuífero carbonático de la Sierra de Mijas (Fig. 5.1), que abastece a los municipios de Mijas, Benalmádena y Torremolinos (entre otros).

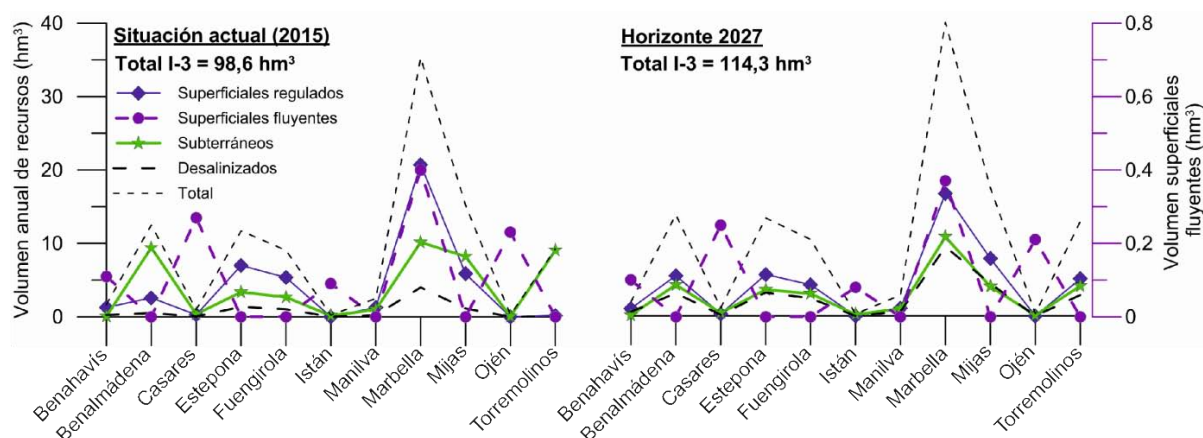


Figura 5.34. Volumen anual de recursos hídricos (superficiales, subterráneos y desalinizados) utilizados en el abastecimiento de los municipios de la Costa del Sol Occidental. Fuente: BOJA (2016)

Está previsto aumentar la capacidad de distribución de agua del ramal este a la altura del municipio de Torremolinos (Fig. 5.1), con objeto de incluirlo en el sistema de abastecimiento mancomunado. En la figura 5.34 (horizonte 2027) dicho municipio presenta un volumen de recursos hídricos procedentes del embalse de La Concepción de 5 hm³. A este respecto, en el estado de previsión de ingresos, gastos e inversiones (E.P.I.G.I) de ACOSOL para el año 2016, la compra de agua en alta por parte de Torremolinos no se computa a efectos de volumen de ingresos, ya que actualmente el suministro de agua es inexistente. Sin embargo, para el año 2018, ACOSOL espera tener ejecutada la infraestructura que permita abastecer regularmente a dicho municipio.

El volumen total de agua demandado en el año 2015 (98,6 hm³) según los documentos de planificación hidrológica (BOJA, 2016) es del mismo orden de magnitud que el estimado en el estudio de uso conjunto de recursos hídricos de la Costa del Sol Occidental (López-Geta *et al.*, 2000), con un valor de 91,3 hm³ para el año 2000. Estos valores son coherentes con los resultados de las proyecciones demográficas realizadas en la presente Tesis Doctoral, que indican una tendencia a la estabilización en el crecimiento de la población demandante de recursos hídricos. En este sentido, el aumento de la demanda de agua entre los años 2015 y 2027 es de un 1,2% anual, inferior al previsto en los últimos planes hidrológicos. El Plan Hidrológico del año 2009 estimó una demanda urbana de agua en el año 2015 de 118,8 hm³, superior a la calculada en el documento de planificación de 2015 para la situación actual (98,6 hm³) y el horizonte 2027 (114,3 hm³).

En la figura 5.35 se presenta la evolución del volumen de agua abastecido durante los periodos de simulación denominados “Situación actual” y “Horizonte 2027”. La gestión del

abastecimiento en la situación actual se fundamenta en la utilización de tres fuentes de recursos: superficiales (embalse de La Concepción), subterráneos y desalinizados. El uso de recursos de procedencia superficial es mayoritario durante la mayor parte de los periodos de simulación, a excepción de los años secos 1993/94 – 1994/95, 1998/99 – 1999/00 y 2004/05 – 2005/06, cuando las reservas almacenadas en el embalse de La Concepción fueron escasas y aumentó el aprovechamiento de recursos subterráneos y desalinizados (Fig. 5.35). A partir del análisis del volumen de agua suministrado a la red por ACOSOL en el periodo 2002 - 2015 (Fig. 5.3), se observa que la demanda real de agua durante el mes de mayor consumo (agosto) se encuentra claramente subestimada en el modelo de simulación (Fig. 5.35). Además, la severidad de la sequía de los años 1998/99 – 1999/00 parecer ser superior a la que tuvo lugar en el periodo 2004/05 – 2005/06, lo cual contrasta con la evolución del volumen de agua suministrado a la red durante dichos años (Fig. 5.3), con caudales mínimos mensuales procedentes del embalse de La Concepción de 1,4 y 0,4 hm³, respectivamente. Esto podría ser debido a la utilización en el Plan Hidrológico de una serie fija de demanda de agua (12 valores mensuales para todo el periodo simulado), lo cual homogeneiza el comportamiento de la demanda y no tiene en cuenta su variabilidad temporal.

Los municipios de la Costa del Sol Occidental conectados con el sistema de abastecimiento en alta de ACOSOL compran más o menos recursos en función del tipo de año hidrológico, ya que éste condiciona en gran medida el estado en el que se encuentran los acuíferos que explotan. Es el caso de municipios como Manilva, Estepona o Marbella, cuyo abastecimiento se complementa con los caudales bombeados en los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona, condicionados por el régimen de precipitaciones. La simulación realizada para el horizonte 2027 muestra una oferta de recursos más diversificada (Fig. 5.35), con la incorporación de las aportaciones procedentes del subsistema de explotación I-1. El acuerdo de colaboración existente entre ACOSOL y ARCGISA contempla la posibilidad de enviar recursos desde los pozos del Romeral (Majarambuz) ubicados en la masa de agua subterránea 060.049 (Guadarranque – Palmones) junto con los procedentes de la ETAP de Arenillas, que recibe los recursos hídricos almacenados en el embalse de Guadarranque (Fig. 5.1). En los modelos de simulación, los tres periodos críticos para el abastecimiento (líneas discontinuas en la figura 5.35) se solventan, en primer lugar, con una mayor aportación de caudales desalinizados, debido a la teórica puesta en funcionamiento de la planta desalinizadora de Mijas – Fuengirola, y, en menor medida, con un mayor volumen de agua extraído en los acuíferos.

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

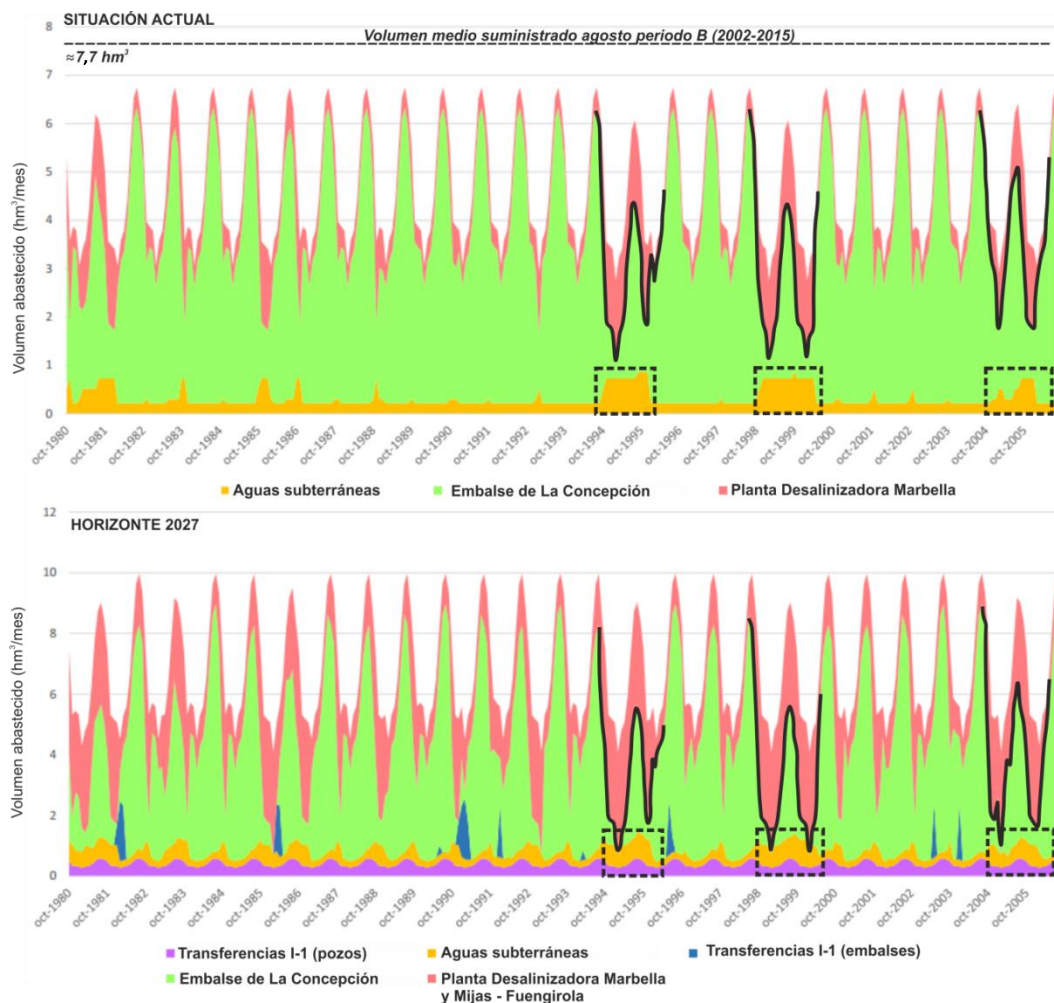


Figura 5.35. Resultados del modelo de simulación del abastecimiento en la Costa del Sol Occidental (BOJA, 2016).
Nota: se incluye el volumen medio suministrado por ACOSOL durante el mes de agosto para el periodo B (ver figura 5.3)

5.5.2 Definición de los elementos que integran AQUATOOL

A continuación se realiza una breve descripción de las componentes que forman parte del sistema de apoyo a la toma de decisiones AQUATOOL.

5.5.2.1 Nudos

El concepto de nudo se refiere a un punto significativo que conviene localizar dentro del esquema porque en dicho punto tiene lugar, entre otras, alguna de las siguientes situaciones (Solera *et al.*, 2015):

- que confluyan y/o partan de él distintos tramos de río o conducciones,

- que exista un embalse,
- que se incorpore en ese punto una aportación, o un retorno, o un bombeo adicional,
- que salga de ese punto un flujo destinado a recarga artificial o que exista una toma para alguna demanda, o
- que sea un punto de cambio de las características de un río o una conducción.

Los distintos nudos se enumeran en el esquema siguiendo el orden que se desee. Con objeto de cerrar el balance de agua en el sistema se han de definir nudos finales a los que irán a parar todos los flujos que salgan del modelo. No constituyen nudos ni los elementos de demanda ni los acuíferos.

5.5.2.2 Aportaciones

Las aportaciones son flujos de agua superficial que se incorporan al sistema en un nudo de la red (Solera *et al.*, 2015). Las series mensuales se incluyen desde un fichero en Excel y pueden representar aportes a embalses o a cuencas hidrográficas situadas aguas abajo de los mismos. En el caso del modelo de uso conjunto del sistema de la Costa del Sol Occidental, se han incluido aportaciones superficiales restituidas a régimen natural en las cuencas hidrográficas de los ríos Padrón, Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza y Verde, simuladas a partir de los resultados obtenidos en el apartado de modelización hidrológica (3.2.5.2). Además, se han incorporado las series de recarga por infiltración del agua de lluvia a los acuíferos a partir de una descarga ficticia desde una conducción que admite pérdidas en el tramo de río (Fig. 5.36), equivalente a la recarga total estimada. Dichas series de recarga se han calculado a partir de la metodología aplicada en el apartado 4.7.2.2.3.

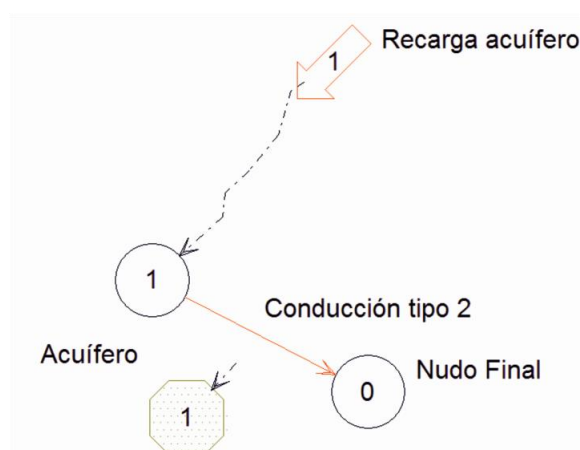


Figura 5.36. Incorporación en el modelo AQUATOOL de las aportaciones a los acuíferos a partir de las pérdidas simuladas en una conducción tipo 2

Por lo que respecta a las transferencias de recursos desde otros subsistemas de explotación y a la incorporación de nuevas fuentes de recursos, también se pueden incorporar al

esquema de simulación como si se tratase de aportaciones. En la presente Tesis Doctoral se ha utilizado esta opción para definir las aportaciones procedentes de los acuíferos aluviales de los ríos Guadiaro y Fuengirola y las aportaciones de la planta desalinizadora de Marbella. No se han incorporado las transferencias desde el campo de Gibraltar dado que el periodo de calibración termina en el año 2012 y las primeras aportaciones se recibieron a finales del año 2014. Los valores medios anuales de las aportaciones superficiales en las cuencas no aforadas, de los acuíferos aluviales de los ríos Guadiaro y Fuengirola y de los caudales procedentes de la planta desalinizadora de Marbella se presentan en la tabla 5.5. Los valores medios de recarga a los acuíferos se presentan en apartado 4.7.4, correspondiente al balance hídrico. En las cuencas hidrográficas que presentan una parte considerable de su superficie sobre materiales permeables (tramo aguas abajo), se ha calculado una serie de escurrimiento adicional con los parámetros de capacidad de almacenamiento de agua en el suelo y umbral de escurrimiento definidos para los acuíferos pliocenos y cuaternarios, en función del área ocupada por cada uno de ellos.

Aportaciones SIMGES		Área (km ²)	Media (hm ³ /año)	Mediana (hm ³ /año)	Dt (hm ³ /año)	Max (hm ³ /año)	Min (hm ³ /año)
Aportaciones superficiales	Río verde (aguas abajo)	12,2	5,1	3,6	3,8	12,8	0,4
	Río guadaiza Azud	38,7	19,1	12,5	14,8	47,4	1,3
	Aguas abajo	9,8	3,6	2,5	2,7	9,1	0,3
	Río Guadalmina Azud	44,6	22	14,4	17	54,9	1,5
	Aguas abajo	21,6	9,9	6,7	7,5	24,7	0,8
	Río Guadalmanza Azud	46,6	22,7	14,9	17,9	57,2	0,9
	Aguas abajo	19,4	8,8	6	6,7	22,1	0,7
	Río padrón	22,2	10,5	7	8	26,2	0,8
Aportaciones subterráneas	Acuífero aluvial río Guadiaro	-	1,74	0,89	1,90	5,52	0,0
	Acuífero aluvial río Fuengirola	-	1,97	1,77	1,62	5,24	0,02
	Planta Desalinizadora	-	5,31	6,26	2,34	7,51	0,8
Totales			111	77		273	8

Tabla 5.5. Resumen de las aportaciones superficiales y las transferencias de recursos incorporados al modelo de gestión. Nota: Dt = desviación típica

5.5.2.3 Conducciones

Las conducciones representan tramos de río o tuberías de transporte. Dichas conducciones están siempre orientadas desde un nudo inicial hasta un nudo final. De los cinco tipos de conexiones que contempla el programa SIMGES se han utilizado las conducciones de tipo 1 y 2. Las conducciones de tipo 1, también denominadas “conducciones simples”, son las que se utilizan para representar la mayor parte de los tramos de río y tuberías de transporte. En cada conducción se pueden definir caudales máximos y mínimos mensuales, lo que permite simular, por ejemplo, la capacidad máxima de una tubería (limitación física) y los caudales mínimos ecológicos que deben circular por un cauce (limitación de gestión). Las conducciones de tipo 2 reciben el nombre de “conducciones filtrantes” y presentan la característica de que admiten la simulación de pérdidas (P), cuya cuantía es función del caudal circulante (Q) y puede ser controlada por el usuario mediante la definición de los parámetros de una ecuación general del tipo $P=A+B*Q^C$ (Solera *et al.*, 2015). Dicha conducción ha resultado determinante en la

simulación de las relaciones río-acuífero en los diferentes acuíferos aluviales incorporados al modelo de gestión, así como en la incorporación las series de recarga a los acuíferos.

El estudio de las relaciones río-acuífero en los principales acuíferos aluviales de la zona de estudio ha permitido ajustar a una función matemática los caudales infiltrados en función del volumen de escorrentía medido aguas arriba. Dicha función corresponde a la raíz cuadrada de X y es del mismo tipo que la ecuación general que rige el funcionamiento de las conducciones de tipo 2 ($P=A+B*Q^C$), lo cual ha permitido dotar de criterios hidrológicos e hidrogeológicos a las conducciones filtrantes definidas en el esquema de simulación. En la figura 5.37 se presenta la relación existente entre los caudales infiltrados y medidos aguas arriba en los ríos Padrón y Guadaiza. El grado de ajuste alcanzando ha sido bastante satisfactorio, con coeficientes de correlación y determinación de 0,97 y 95%, respectivamente. Los parámetros correspondientes al río Guadaiza se han aplicado a los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Verde, debido a que presenta un funcionamiento hidrológico similar (existencia de infraestructuras de regulación aguas arriba) y una cuenca hidrográfica de mayores dimensiones en comparación con la del río Padrón.

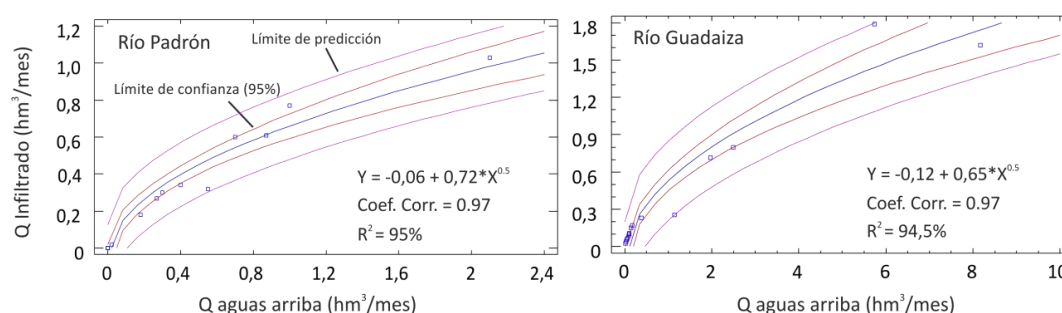


Figura 5.37. Relación existente entre los caudales infiltrados y los medidos aguas arriba en los ríos Padrón y Guadaiza

El esquema de simulación incluido en AQUATOOL para incorporar la recarga por infiltración del agua de lluvia y de la escorrentía superficial en los acuíferos aluviales se presenta en la figura 5.38.

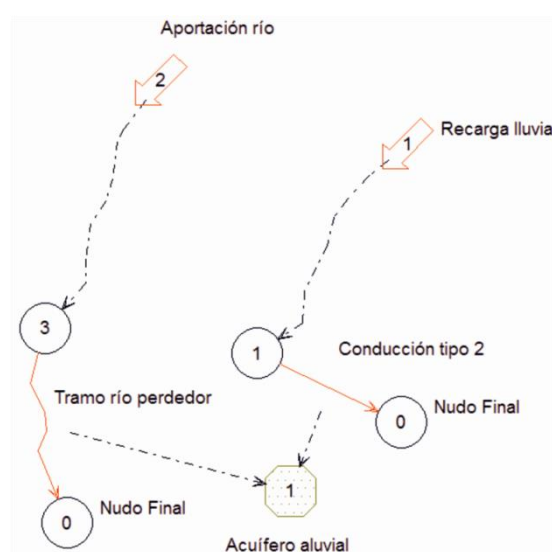


Figura 5.38. Esquema tipo de simulación de las entradas por infiltración del agua de lluvia y de la escorrentía superficial en los acuíferos aluviales de la zona de estudio

5.5.2.4 Embalses

Los embalses son un tipo especial de nudo con capacidad de almacenamiento superficial. La simulación del volumen almacenado en cada paso de tiempo se efectúa a partir de un balance de masas (Solera *et al.*, 2015).

$$V_t = V_{t-1} + E_t - S_t - E_{vt} - Fl_t$$

Donde V_{t-1} es el volumen almacenado al principio del periodo y V_t , E_t , S_t , E_{vt} y Fl_t corresponden al volumen almacenado, las aportaciones superficiales, las sueltas y las pérdidas por evaporación y filtraciones al final del periodo considerado, respectivamente.

Cuando hay más de un embalse en el esquema de simulación la gestión se realiza de tal forma que las reservas almacenadas en cada uno de ellos se encuentren, en la medida de lo posible, dentro de una misma zona de llenado. Existen 4 zonas de llenado que se definen en función de los valores de dos parámetros, “volumen objetivo mensual” (V_{obj}) y “volumen mínimo mensual” (V_{min}). En la figura 5.39 se representan esquemáticamente las zonas en las que queda dividido el embalse. En el caso de la Costa del Sol Occidental sólo existe una gran infraestructura de regulación superficial, el embalse de La Concepción, por lo que el valor de V_{obj} no influye en los resultados de la simulación. Los volúmenes máximos y mínimos sí influyen en dichos resultados, ya que suponen una limitación de la capacidad de almacenamiento y de suministro de agua, respectivamente. El concepto de volumen máximo se utiliza para incluir en la gestión de la presa el resguardo por avenidas, que se traduce en una disminución de la capacidad de almacenamiento teórica. El volumen mínimo se conoce comúnmente como embalse “muerto” y establece un umbral por debajo del cual no se puede cubrir ningún tipo de demanda.

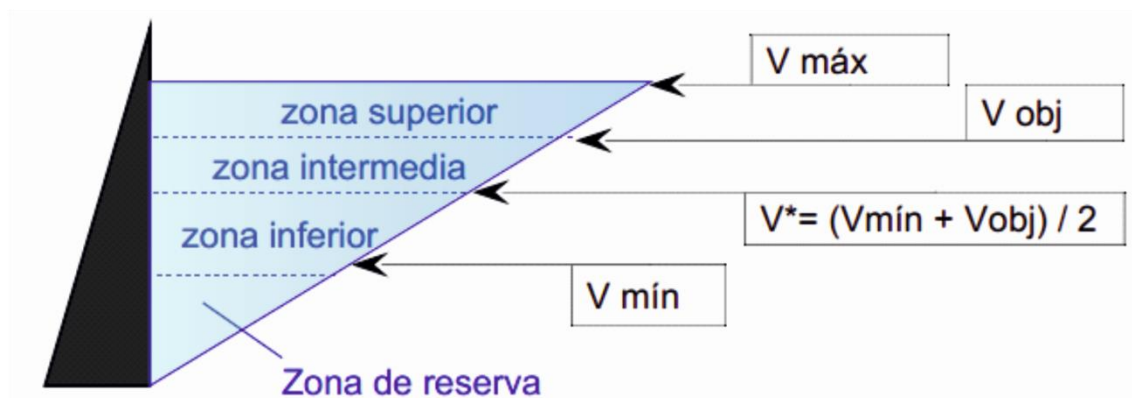


Figura 5.39. Zonas de llenado definidas en los embalses a partir de los valores de V_{obj} y V_{min}

La estrategia de gestión de embalses se completa con la definición de un “número de prioridad de almacenamiento” (N_p), de manera que el modelo no tomará agua desde una zona de un determinado embalse hasta que no se hayan agotado las reservas de la franja superior de todos los demás. Si todos se encuentran en el mismo nivel de llenado, se utilizarán antes los recursos almacenados en el embalse con el valor de prioridad más elevado.

Las mayores pérdidas de agua en un embalse se deben a los procesos de evaporación (Sahuquillo *et al.*, 2010). La evaporación de un embalse depende de las condiciones climáticas en el vaso y de la superficie de lámina de agua expuesta. Se puede estimar a partir de la siguiente fórmula.

$$E_v = tE_v \Omega 10^{-5}$$

Donde E_v es el volumen total de evaporación en el paso de tiempo considerado (hm^3), tE_v es la tasa de evaporación del embalse en mm y Ω corresponde a la superficie de agua inundada (ha). La tasa de evaporación es mensualmente variable aunque se suelen calcular 12 valores constantes para todo el periodo de estudio. Cada embalse dispone de una curva característica que relaciona los pares de valores cota topográfica-superficie de la lámina de agua y cota topográfica-volumen de agua almacenado. La curva características del embalse de La Concepción se presenta en la tabla 5.6.

Cota (m s.n.m.)	Superficie (ha)	Volumen (hm^3)
36,5	0,0	0,0
68,0	67,5	10,0
79,0	103,0	20,0
87,0	140,0	30,0
93,5	161,0	40,0
99,0	197,5	50,0
104,5	214,0	61,0

Tabla 5.6. Curva característica del embalse de La Concepción (BOJA, 2016)

5.5.2.5 Demandas

En el sistema de abastecimiento de la Costa del Sol Occidental sólo se han definido demandas de agua consuntivas, principalmente demandas urbanas y agrícolas. La satisfacción de las demandas urbanas es prioritaria debido a la importancia del abastecimiento de agua potable en la Costa del Sol. Se han definido 8 demandas urbanas, adscritas a los núcleos de población de Benalmádena, Fuengirola, Mijas Costa, Marbella, Estepona, Benahavís, Casares Costa y Manilva. No se han tenido en cuenta en la construcción del esquema topológico del modelo AQUATOOL las unidades poblacionales de Torremolinos, Mijas Pueblo, Ojén, Istán y Casares Pueblo, por no abastecerse de recursos mancomunados. La inclusión en AQUATOOL de municipios dependientes, parcial o exclusivamente, de los recursos hídricos gestionados por ACOSOL se debe a la variable utilizada en la calibración el modelo, que corresponde a los recursos almacenados en el embalse de La Concepción. Si se incluyeran en el modelo demandas urbanas al margen del sistema mancomunado la calibración no proporcionaría resultados válidos.

Las demandas de agua urbana se han obtenido a partir de los volúmenes anuales de agua facturados por ACOSOL a los distintos municipios y urbanizaciones. Dichos volúmenes se han transformado en demandas de agua a partir de la utilización de un factor promedio de

pérdidas en los ramales oeste y este de 1,125. Dicho valor fue proporcionado por los técnicos de abastecimiento encargados de la distribución de agua en alta. La distribución mensual del valor anual de demanda de agua se ha estimado a partir del volumen medio mensual suministrado en alta por ACOSOL (Fig. 5.40).

$$Demanda\ de\ agua_{año\ i} = Volumen\ de\ agua\ facturado_{año\ i} \times 1,125$$

$$Demanda\ de\ agua_{mes\ i} = Demanda\ de\ agua_{año\ i} \times coeficiente\ de\ reparto\ mensual$$

Por otro lado, las series anuales de volúmenes facturados y, por tanto, los valores de demanda de agua en los distintos municipios, comienzan en el año 1999. Con objeto de incluir en el modelo de gestión los años en los que tuvo lugar la denominada Metasequía, se ha asumido que los valores máximos y mínimos de demanda de agua del periodo histórico, que corresponden con los años 2004/05 y 2010/11, son del mismo orden de magnitud que los correspondientes al periodo seco 1993/94 – 1994/95 y húmedo 1995/96 – 1997/98. Para evaluar la idoneidad del criterio elegido se han comparado los volúmenes embalsados reales y simulados durante dichos años. Estos resultados se presentan en el apartado correspondiente a la calibración del modelo de gestión.

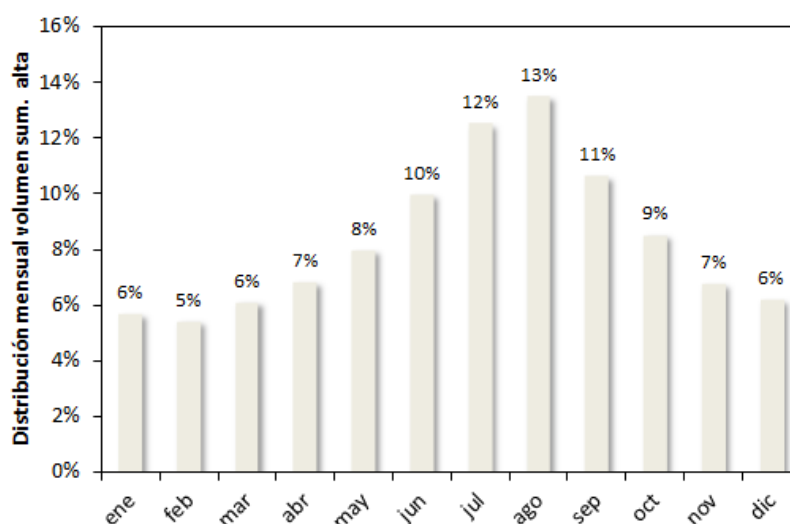


Figura 5.40. Distribución porcentual del volumen medio mensual de agua suministrado en alta por la empresa ACOSOL

En la figura 5.41 se muestra la evolución mensual de la demanda de agua en el municipio de Marbella, obtenida a partir de la metodología descrita con anterioridad. Se observan dos periodos claramente diferenciados, al igual que ocurría con los volúmenes totales distribuidos en alta por ACOSOL a los municipios dependientes del sistema de abastecimiento mancomunado (véase la figura 5.3). La tendencia en los últimos años es claramente descendente, con máximos y mínimos mensuales cada vez menores.

Por lo que respecta a las demandas agrícolas, se ha utilizado la información de las principales comunidades de regantes (C.R.) procedente del inventario y caracterización de los regadíos de Andalucía del año 2008. Las C.R. de San Pedro de Alcántara, Cala-Padrón y Guadalmanza-Cancelada captan recursos superficiales aguas arriba de los afloramientos pliocuaternarios permeables. Por lo tanto, su inclusión en el modelo de gestión dota de mayor

fiabilidad a las estimaciones de recarga a los acuíferos aluviales por infiltración de la escorrentía superficial, debido a que se han tenido en cuenta todas derivaciones de caudal existentes.

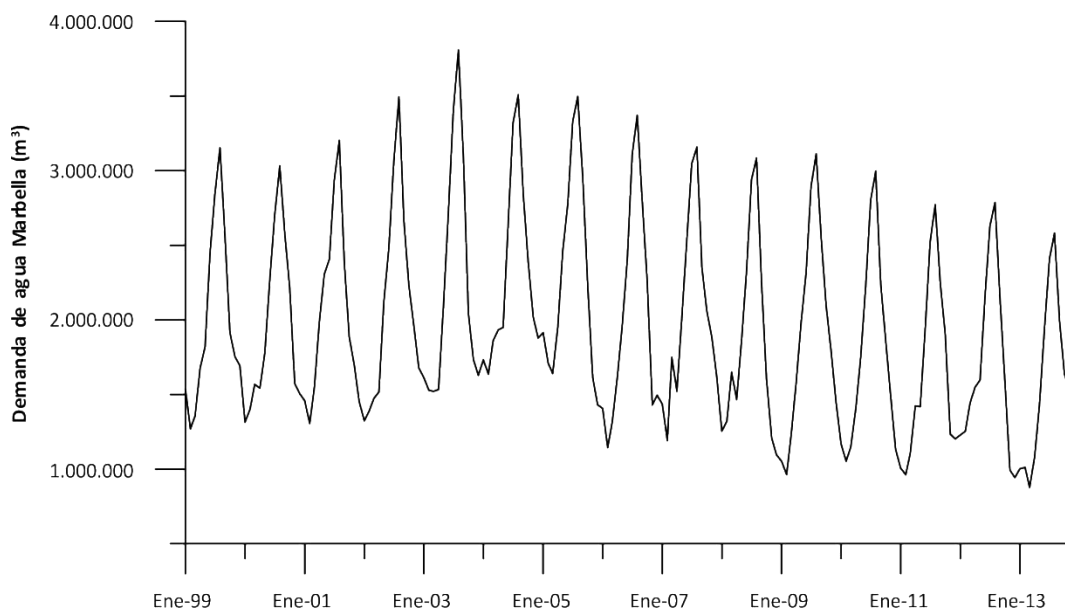


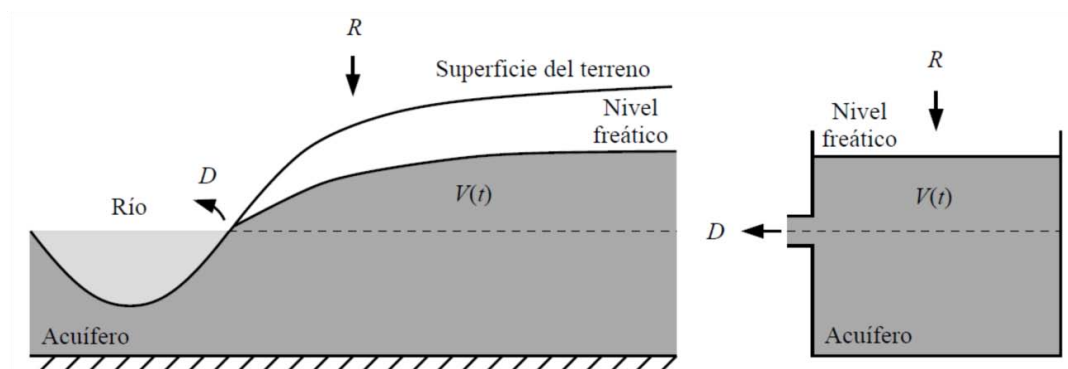
Figura 5.41. Evolución de la demanda de agua mensual en el municipio de Marbella. Nota: esta demanda se refiere al volumen de agua satisfecho con recursos mancomunados (ACOSOL)

5.5.2.6 Acuíferos

El módulo SIMGES permite la simulación de acuíferos a partir de diferentes modelos, tales como modelos de tipo depósito, unicelular, manantial o conectados a un río, entre otros. La elección del modelo a utilizar depende principalmente del conocimiento que se tenga sobre el funcionamiento hidrogeológico de acuífero. Un modelo muy utilizado en situaciones con escasa o nula disponibilidad de datos corresponde al modelo unicelular (Sahuquillo *et al.*, 2010), por la ventaja que supone el uso de un único parámetro, equivalente al coeficiente de agotamiento (α).

El modelo unicelular considera el acuífero como una única celda con un volumen almacenado, unas entradas y unas salidas (Fig. 5.42). Cuando las salidas naturales del acuífero son relativamente pequeñas o nulas, el modelo unicelular se conoce como modelo depósito. La utilización del modelo depósito se justifica cuando los acuíferos no están conectados con cauces superficiales o con manantiales, ya sea por causas naturales o por sobreexplotación.

El modelo unicelular aplicado a los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona consiste en una celda que tiene un volumen de agua almacenado (V), una recarga (R) y una descarga (D) que puede atribuirse a un río, a un manantial o al mar, en el caso de que el acuífero no tenga conexión con las aguas superficiales. Éste sería el caso de los afloramientos pliocenos de la zona de estudio.



$$V = V_0 e^{-\alpha t} + \frac{R}{\alpha} (1 - e^{-\alpha t}) \quad D = D_0 e^{-\alpha t} + R (1 - e^{-\alpha t})$$

Figura 5.42. Diagrama conceptual del modelo unicelular utilizado para simular el comportamiento de las aguas subterráneas en el modelo de simulación realizado en AQUATOOL. Tomado de Sahuquillo et al. (2010)

Por lo tanto, el modelo unicelular tiende a simplificar el comportamiento hidrogeológico del acuífero al no tener en cuenta la distribución espacial de las acciones exteriores (bombeos) que actúan sobre el mismo. Se trata de un modelo sencillo y de fácil aplicación. La falta de conocimiento detallado sobre la geología de los acuíferos de la zona de estudio y el reducido número de parámetros a considerar han sido los principales factores que han condicionado la elección del modelo.

En los siguientes apartados se describe brevemente la metodología llevada a cabo para estimar el coeficiente de agotamiento en los acuíferos detríticos costeros de Marbella - Estepona y establecer los caudales máximos y mínimos de explotación en cada uno de los acuíferos considerados.

5.4.2.6.1 Estimación del coeficiente de agotamiento para el modelo de acuífero unicelular

La estimación de coeficiente del agotamiento se ha realizado a partir de las respuestas hidrodinámicas del piezómetro de control P-11, localizado en el acuífero aluvial del río Guadaiza. Dicho piezómetro se encuentra equipado con un sensor automático de conductividad eléctrica y nivel del agua. En el apartado 4.5.2.2 se presenta un análisis más detallado de las respuestas hidrodinámicas e hidroquímicas registradas en dicho piezómetro.

Se han seleccionado cuatro hidrogramas (Fig. 5.43), a partir de los cuales se han determinado los valores del coeficiente de agotamiento según el método de Maillet (1905). Dichos valores han variado entre $3 \cdot 10^{-3}$ y $8,5 \cdot 10^{-3}$ días⁻¹, con un rango del mismo orden de magnitud que los coeficientes de agotamiento proporcionados por Pérez-Martín et al. (2014) en diferentes acuíferos aluviales de la cuenca del río Júcar ($2 \cdot 10^{-3}$ - $6 \cdot 10^{-3}$ días⁻¹). El valor finalmente adoptado en el modelo de acuífero unicelular aplicado a las formaciones cuaternarias ha sido de $5,9 \cdot 10^{-3}$ días⁻¹, equivalente a un coeficiente de agotamiento de 0,18 mes⁻¹. Dicho coeficiente se ha aplicado a todos los acuíferos cuaternarios incluidos en el modelo de simulación.

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

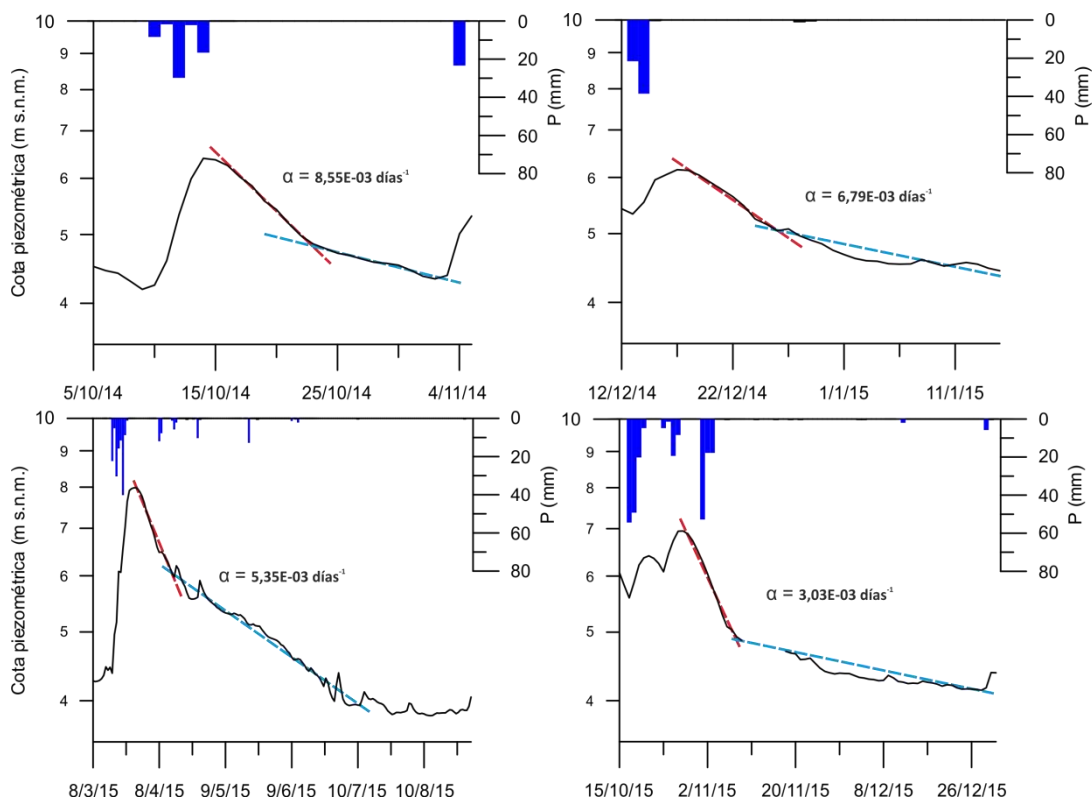


Figura 5.43. Análisis de 4 curvas de agotamiento del hidrograma del punto de control piezométrico P-11, en el acuífero aluvial del río Guadiza

No se ha contado con información representativa de puntos de control piezométrico que capten únicamente los afloramientos pliocenos, con objeto de obtener un coeficiente de agotamiento característico del comportamiento hidrogeológico de dichas formaciones. En este sentido, se ha adoptado un valor provisional que coincide con la mitad del coeficiente obtenido en el análisis de las curvas de agotamiento del acuífero aluvial del río Guadiza. La representatividad de dicho valor se ha calibrado a partir de la comparación entre los volúmenes mensuales almacenados en los distintos acuíferos pliocenos (resultados del modelo unicelular) y las evoluciones piezométricas reales. Dicha comparación se ha centrado en la pendiente de las curvas de agotamiento y en la tendencia observada en ambas series de datos.

5.4.2.6.2 Definición de los umbrales máximos y mínimos de explotación en los acuíferos

Con objeto de establecer unos caudales máximos y mínimos de bombeo que se ajusten a la explotación real que tiene lugar en los acuíferos, se han utilizado las series mensuales de extracción proporcionadas por la empresa Hidralia. A partir de dicha información se han elaborado dos series mensuales de volúmenes bombeados máximos y mínimos en cada acuífero. El elemento del módulo de simulación de la gestión SIMGES que permite la extracción de recursos subterráneos corresponde al bombeo adicional. Dicho elemento requiere la definición de un caudal máximo mensual de explotación (hm^3/mes), que coincide con el valor más elevado de la serie de caudales máximos. En la figura 5.44 se presenta un ejemplo del

esquema de simulación incorporado a SIMGES con objeto de incluir en el abastecimiento a Marbella y Estepona la explotación de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona.

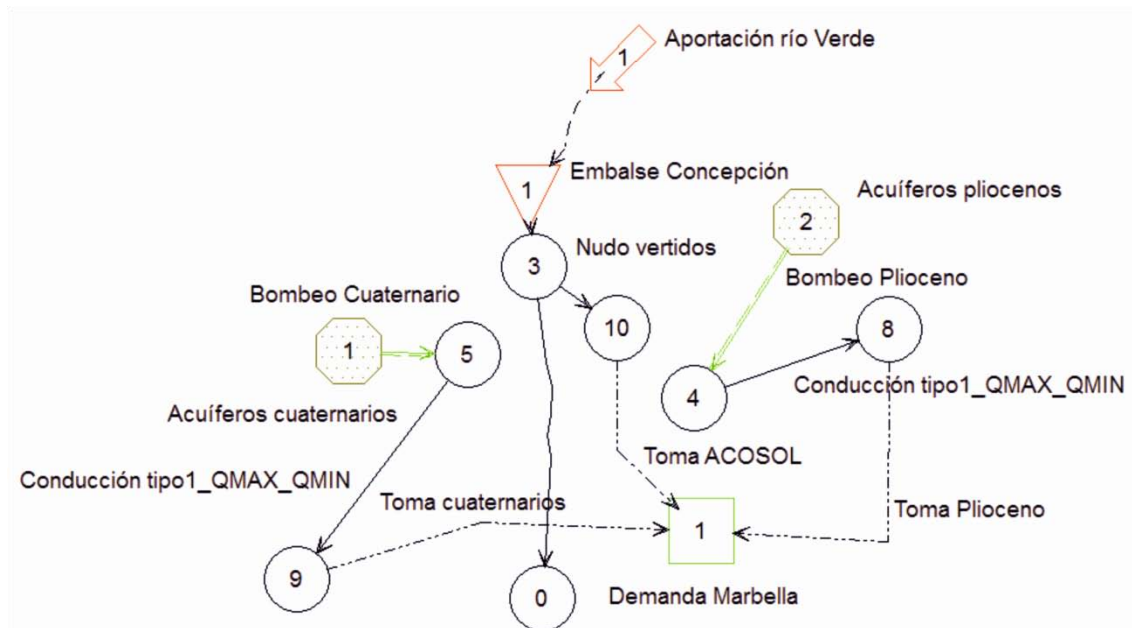


Figura 5.44. Esquema de simulación simplificado para la incorporación en el modelo de gestión de los aprovechamientos de aguas subterráneas

Las series mensuales de volúmenes bombeados máximos y mínimos en cada acuífero se han calculado a partir de la definición de años tipo en función de la explotación (mínima, media y máxima), del mismo modo que en la caracterización pluviométrica de años hidrológicos. Por lo tanto, se ha considerado que la explotación de un año corresponde a la situación de bombeos mínimos y máximos cuando ésta es un 15% inferior o superior a la media aritmética, respectivamente. Una vez se ha definido la tipología del año hidrológico en función de la explotación de las aguas subterráneas, las correspondientes series mensuales de bombeos mínimos y máximos en cada acuífero se han calculado a partir de los años clasificados como de explotación mínima y máxima, mediante el cálculo de la media aritmética de los 12 meses del año.

En la figura 5.45 se presentan los bombeos máximos y mínimos mensuales de los acuíferos pliocenos y aluviales que abastecen al municipio de Marbella. Se observa claramente que la explotación en los acuíferos aluviales cuaternarios se concentra durante los meses de invierno y primavera, en contraposición al uso de los recursos almacenados en los afloramientos pliocenos, con volúmenes bombeados más constantes a lo largo del año, que se mantienen durante los meses de verano. A pesar de la elevada permeabilidad que caracteriza a los acuíferos aluviales, su explotación no cesa en verano, con valores de extracción relativamente similares a los observados en los acuíferos pliocenos (Fig. 5.45). El caudal máximo anual de explotación considerado en las formaciones cuaternarias y pliocenas del término municipal de Marbella ha sido de 6,6 y 4,2 hm³/año.

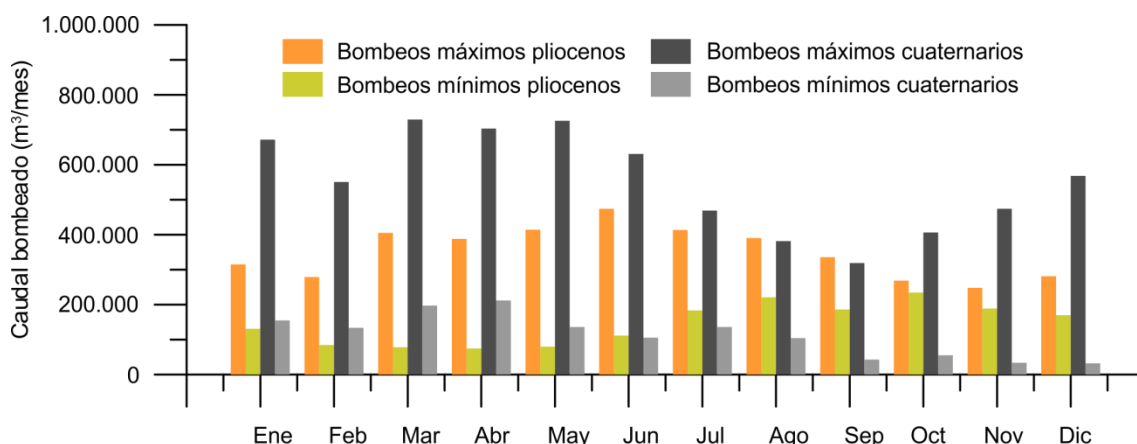


Figura 5.45. Evolución de los caudales mensuales bombeados en los acuíferos pliocenos y cuaternarios del término municipal de Marbella

El establecimiento de escenarios de explotación basados en series de explotación reales, dota de mayor credibilidad a los bombeos simulados por AQUATOOL, debido a que los caudales bombeados en los diferentes acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona están ligados a su estado hidrodinámico e hidroquímico, con una explotación media que coincide prácticamente con sus recursos disponibles.

5.5.3 Calibración de un modelo de apoyo a la toma de decisiones AQUATOOL (periodo 1992 – 2012)

La calibración del modelo de uso conjunto se ha llevado a cabo de forma progresiva, con esquemas topológicos progresivamente más complejos, que integran el aprovechamiento de las aguas subterráneas en el sistema de abastecimiento y que tienen en cuenta demandas urbanas variables y diferentes reglas de operación. El objetivo de llevar a cabo dicha calibración responde a la necesidad de contar con un esquema de simulación robusto y próximo a la gestión del agua que se realiza en la actualidad. Esta calibración permitiría en un futuro la simulación de diferentes escenarios de gestión. Además, la incorporación de los acuíferos al modelo de gestión ha posibilitado realizar una segunda estimación de las entradas por infiltración de la escorrentía superficial y verificar la utilidad del esquema de simulación propuesto para incluir los aprovechamientos de aguas subterráneas, a partir de la definición de diferentes escenarios de bombeo. En el siguiente apartado se presentan los distintos escenarios de calibración considerados, con las variables utilizadas en cada uno de ellos y los principales resultados obtenidos.

5.5.3.1 Simulación de los diferentes escenarios de calibración y comparación de resultados

Se han propuesto dos escenarios de calibración (A y B), cuyas características se describen en la tabla 5.7. Los principales factores que han condicionado el grado de ajuste

observado entre la serie real de volúmenes embalsados en la presa de La Concepción y los valores simulados con el módulo SIMGES han sido: el uso de series de demanda de agua fijas o mensualmente variables, la definición de las capacidades máximas y mínimas de almacenamiento en el embalse (curva característica), la inclusión de las aportaciones del conjunto de trasvases con o sin regla de operación relacionada con el volumen almacenado en la presa y la incorporación de los recursos hídricos subterráneos de los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona.

Escenarios de calibración	Demanda urbana		CCE		Azudes		Aguas subterráneas
	Fija	Var	Fija	Var	SRO	CRO	
A	Si	No	Si	No	Si	No	No
B	No	Si	No	Si	No	Si	Si

Tabla 5.7. Principales características de los dos escenarios de calibración considerados. Nota: CCE = curva características del embalse, Var = variable, SRO = sin regla de operación, CRO = con regla de operación

Como se ha comentado con anterioridad, la principal variable utilizada en la calibración del modelo de uso conjunto ha sido el volumen almacenado en el embalse de La Concepción, cuya evolución representa el estado global en el que se encuentra el sistema de recursos hídricos. Además, se han comparado las series simuladas de volúmenes suministrados por los ramales oeste y este, de caudales extraídos en los acuíferos y de los recursos distribuidos mediante el conjunto de trasvases de los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza. Debido a que el principal objetivo del proceso de calibración es el diseño de un esquema topológico que sea capaz de simular de la forma más realista posible el funcionamiento del sistema de recursos hídricos de la Costa del Sol, el análisis de los resultados derivados de la simulación de los diferentes escenarios se ha centrado en obtener el mejor grado de ajuste con las variables utilizadas en la calibración. La existencia de déficits hídricos significativos en el sistema de abastecimiento que no correspondan a los periodos secos 1993/94 - 1994/95 y 2004/05 - 2005/06 serían indicativos de un mal diseño del esquema topológico.

En el primer escenario (Fig. 5.46), se han considerado 12 valores fijos mensuales de demandas de agua en cada municipio y no se han tenido en cuenta los aprovechamientos de aguas subterráneas en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona para abastecimiento de agua potable. En la figura 5.47 se presenta la evolución de las reservas almacenadas en la presa de La Concepción, los caudales procedentes del conjunto de trasvases y los volúmenes suministrados a la red. Se observa que el grado de ajuste global de los volúmenes simulados en SIMGES es satisfactorio, aunque muestra importantes desajustes durante los periodos secos 1998/99 y 2004/05 - 2005/06. La evolución del volumen almacenado en el embalse de La Concepción durante dichos periodos presenta un comportamiento opuesto. Por un lado, las reservas del embalse simuladas en el año 1998/99 eran propias de una situación de sequía extrema (5 hm³), cuando en realidad el volumen almacenado en el embalse era de 25 hm³. Por otro lado, en el periodo 2005/04 - 2005/06 tuvo lugar una importante sobreestimación de las reservas almacenadas en la presa, con niveles

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

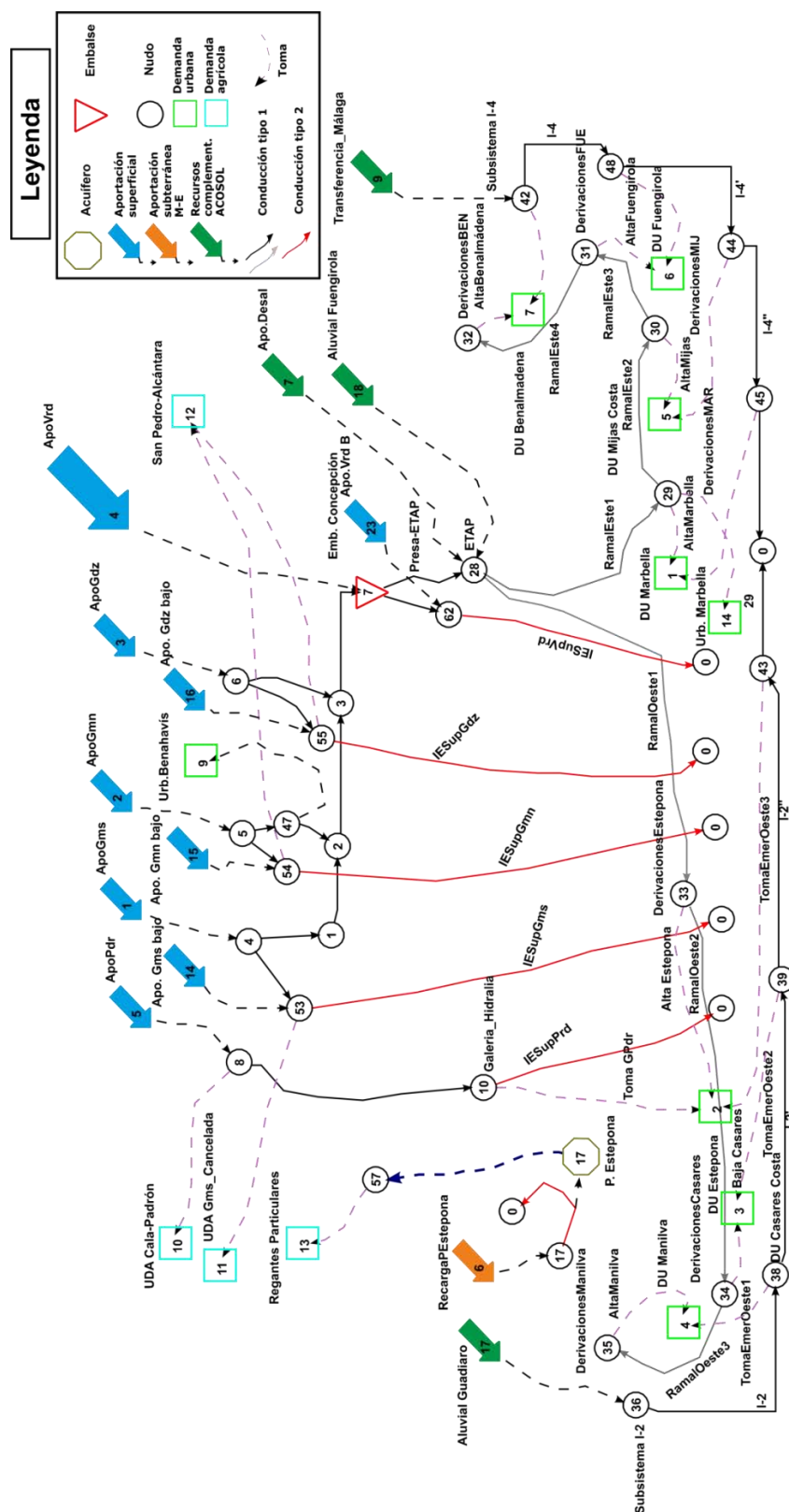


Figura 5.46. Esquema topológico en AQUATOOL correspondiente al primer escenario de simulación (A). Nota: IESup = infiltración de la escorrentía superficial; I-2 = subsistema de explotación I-2; Apo = aportación; Pdr = río Padrón, Gms = río Guadalmanza, Gmn = río Guadalmina, Gdz = río Guadaiza, Vrd = río Verde

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

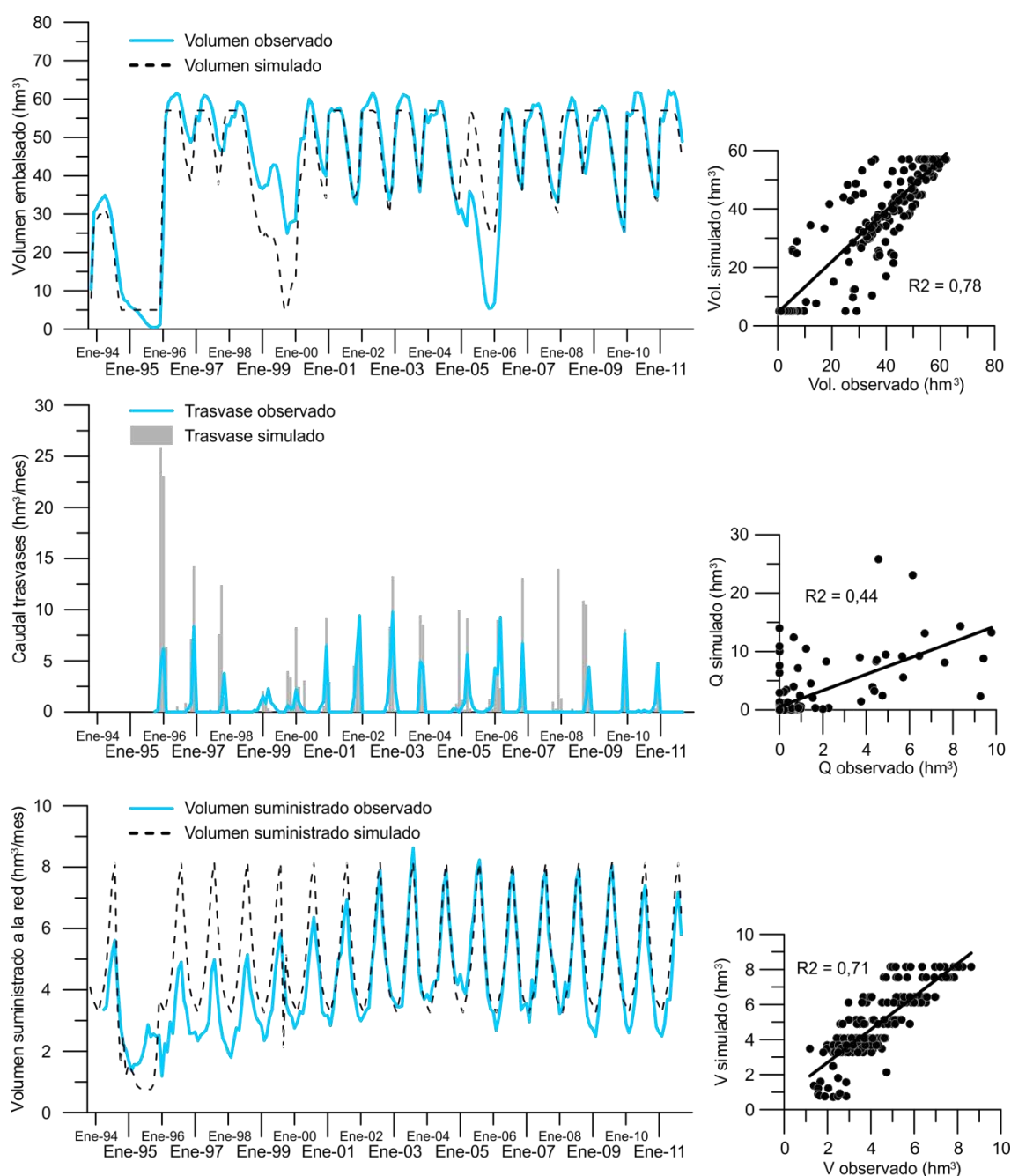


Figura 5.47. Comparación del grado de ajuste de los volúmenes embalsados en la presa de La Concepción, caudales transferidos desde el conjunto de trasvases y volúmenes suministrados a la red (periodo de calibración – escenario A)

máximos y mínimos de llenado similares a los observados en todo el periodo de estudio (Fig. 5.47). La sequía de los años hidrológicos 2004/05 y 2005/06 fue una de las más severas de los últimos años, con un marcado carácter socio – económico (véase el apartado 5.4). El volumen mínimo real almacenado al final del verano de 2005 fue de 5 hm^3 , en contraposición con los 26 hm^3 simulados. Esto se debe, sobre todo, a la diferencia entre los caudales simulados y reales procedentes del conjunto de trasvases en los años 2003/04 y 2004/05, con valores medios de $18 - 22 \text{ hm}^3$ y $9,3 - 9,9 \text{ hm}^3$, respectivamente. Por lo tanto, se observa una clara tendencia a la sobreestimación en la serie de caudales simulados procedentes del conjunto de trasvases, debido a que no se ha aplicado una regla de operación que relacione dicho caudal trasvasado

con el volumen almacenado en el embalse. A este respecto, la serie simulada presenta un valor medio de 17 hm³/año, prácticamente el doble que el caudal realmente trasvasado (8,9 hm³/año).

En relación con la evolución de los volúmenes suministrados a la red, se observa que la serie simulada presenta, en el periodo comprendido entre los años 1994 y 2000, mayores valores que la observada. A partir del año 2001, las series simuladas y observadas muestran un buen grado de ajuste, con leves diferencias durante los años 2009, 2010 y 2011. Debido a la limitación observada al considerar demandas urbanas fijas, en el escenario B se han incorporado series mensualmente variables según la metodología descrita en el apartado 5.5.2.5.

Por lo que se refiere el déficit de abastecimiento, las conclusiones que se puedan derivar del primer escenario de calibración hay que tomarlas con cautela, debido a que el modelo no ha sido capaz de simular correctamente dos de los tres periodos secos que caracterizan el periodo de estudio (Fig. 5.47). El déficit total simulado ha sido de 60,2 hm³, concentrado en los años de la denominada Metasequía (años 1993/94 y 1994/95).

Con respecto a la regla de operación que determina la relación entre los caudales trasvasados y el volumen almacenado en el embalse, se ha realizado una evaluación de múltiples opciones (curva mensual variable, curva mensual constante, curva mensual variable mes a mes, etc.). La regla de operación finalmente adoptada corresponde a una curva constante que permite evaluar a principio de cada mes, el volumen almacenado en el embalse de La Concepción (Fig. 5.48). La elección se ha basado en criterios volumétricos, mediante el ajuste de los valores simulados y observados a escala mensual y anual. El efecto de dicha regla se ha aplicado sobre los caudales máximos mensuales de la conducción tipo 1 que totaliza los recursos trasvasados desde las cuencas hidrográficas de los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza hacia la presa. En esta conducción se han especificado 12 valores máximos mensuales y una dotación máxima anual (18 hm³) a partir de la serie histórica de caudales trasvasados.

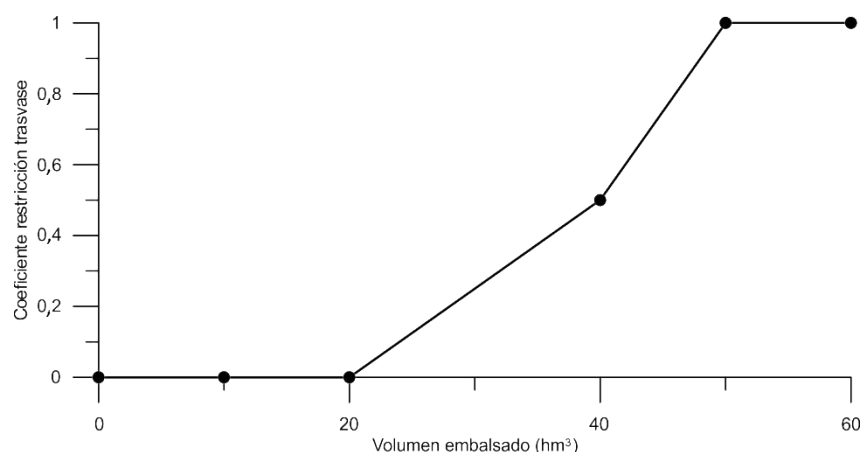


Figura 5.48. Regla de operación definida para establecer la relación entre los caudales trasvasados desde las cuencas de los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza y el embalse de La Concepción

Se ha tenido en cuenta la utilización de fuentes de suministro procedentes del sistema mancomunado (presa, planta desalinizadora y acuíferos aluviales de los ríos Fuengirola y Guadiaro) y de los recursos propios subterráneos en los municipios de Marbella – Estepona con

objeto de incluir correctamente el uso de las aguas subterráneas de los acuíferos costeros de Marbella-Estepona. A este respecto, la serie mensual de demanda de agua, calculada a partir de la suma de los volúmenes facturados por ACOSOL en dichos municipios (con unas pérdidas del 15%) y los bombeados por Hidralia, se ha multiplicado por un porcentaje de reparto con objeto de diferenciar el volumen de agua suministrado por ambas empresas.

En la figura 5.49 se presenta el esquema topológico del esquema de simulación del escenario B, que incluye todas las mejoras descritas con anterioridad. Con objeto de incorporar los recursos subterráneos en dicho modelo de gestión, se ha definido un nuevo elemento en AQUATOOL, los bombeos adicionales, que permiten incluir en el sistema de abastecimiento los caudales bombeados en los acuíferos.

En la figura 5.50 se observa la evolución conjunta de las diferentes variables utilizadas en la calibración del escenario B. El grado de ajuste obtenido ha sido más satisfactorio que en el escenario de calibración anterior, con valores más elevados del coeficiente de determinación en todas las variables analizadas (Fig. 5.50). Se ha mejorado considerablemente las estimaciones del volumen almacenado en la presa de La Concepción durante los años secos 1998/99, 2004/05 y 2005/06 y en el periodo húmedo 1995/96 – 1997/98. Además, el valor medio de los trasvases simulados ha sido de $8,5 \text{ hm}^3/\text{año}$, prácticamente idéntico al caudal observado ($8,9 \text{ hm}^3/\text{año}$). Aun así, no ha sido posible simular correctamente todos los picos de caudal trasvasado, debido, por un lado, a la simplificación que supone aplicar una regla de operación como la descrita en la figura 5.48 y, por otro, a la existencia de factores externos que no están relacionados directamente con la gestión del agua, tales como averías, roturas, mantenimiento, etc. La serie simulada de los volúmenes suministrados por las conducciones de distribución en alta se ajusta satisfactoriamente a los datos reales. Esta situación valida, al menos en parte, la metodología utilizada para transformar los volúmenes anuales de agua facturados en cada municipio en valores mensuales de demanda de agua.

Con objeto de evaluar si el esquema topológico implementado permite simular correctamente la extracción de recursos subterráneos se han comparado los volúmenes simulados y observados en los acuíferos pliocenos y cuaternarios que aportan más agua a la red de suministro del municipio de Marbella. Estos acuíferos corresponden a los materiales pliocenos de San Pedro de Alcántara y cuaternarios del río Verde. En la figura 5.51 se observa un buen ajuste entre las extracciones simuladas en AQUATOOL y las proporcionadas por la empresa Hidralia. En el caso del acuífero aluvial del río Verde la calibración es mejorable, si bien presenta unos valores de extracción observados y simulados de $2,98$ y $2,86 \text{ hm}^3/\text{año}$.

Debido a la importancia que tiene el municipio de Marbella en el sistema de abastecimiento de la Costa del Sol Occidental (representa cerca del 40% del volumen de agua suministrado por ACOSOL), se ha realizado un análisis más detallado sobre la utilización de las diferentes fuentes de suministro, con el fin de evaluar si el reparto obtenido entre dichas fuentes en el modelo de simulación coincide con el que ocurre en la realidad.

Figura 5.49. Esquema topológico en AQUATOOL correspondiente al segundo escenario de simulación (B). Nota: IESup = infiltración de la escorrentía superficial; I-2 = subsistema de explotación I-2; Apo = aportación; Pdr = río Padrón, Gms = río Guadalmansa, Gmn = río Guadalmina, Gdz = río Guadaiza, Vrd = río Verde

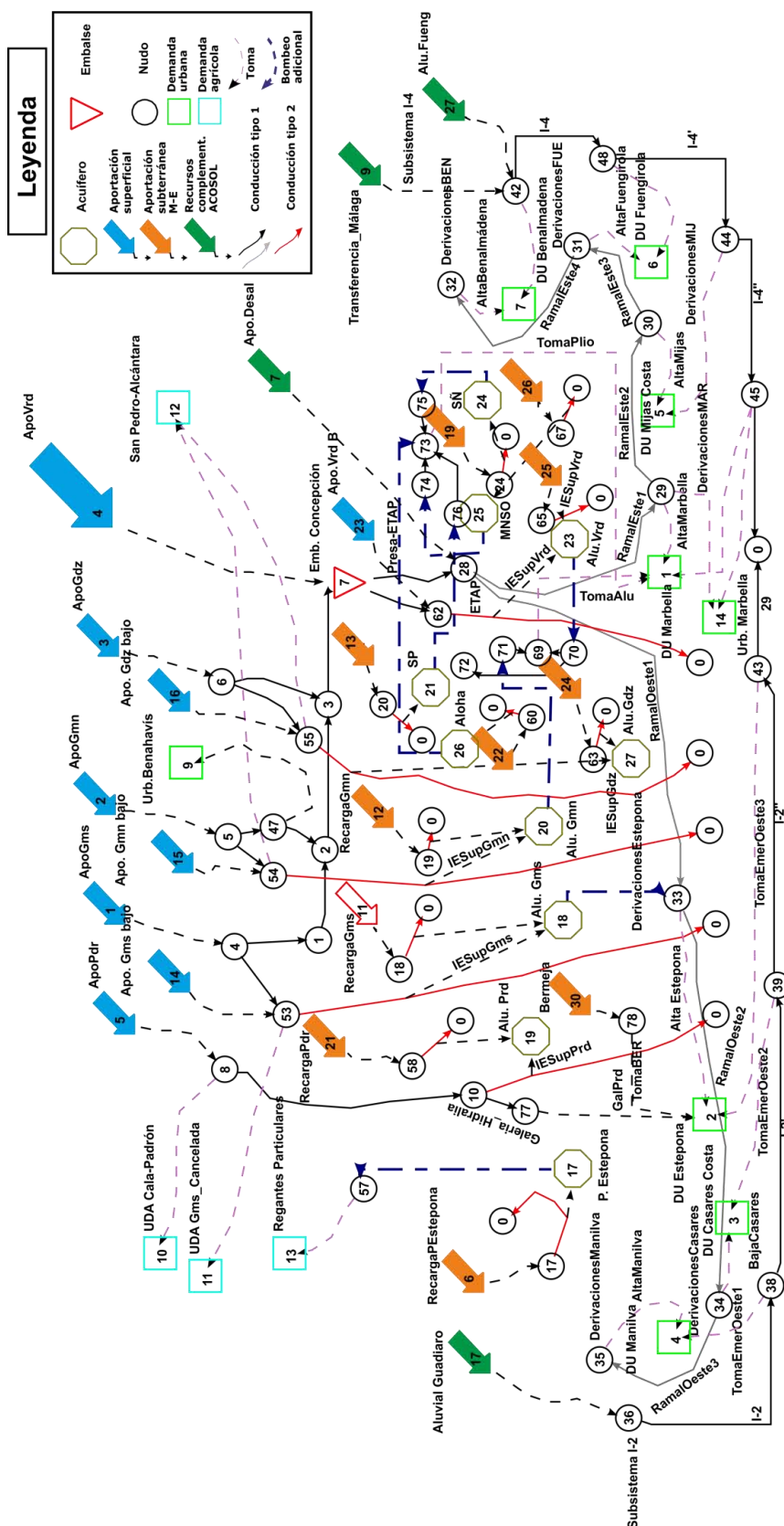


Figura 5.49. Esquema topológico en AQUATOOL correspondiente al segundo escenario de simulación (B). Nota: IESup = infiltración de la escorrentía superficial; I-2 = subsistema de explotación I-2; Apo = aportación; Pdr = río Padrón, Gms = río Guadalmansa, Gmn = río Guadalmina, Gdz = río Guadaiza, Vrd = río Verde

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

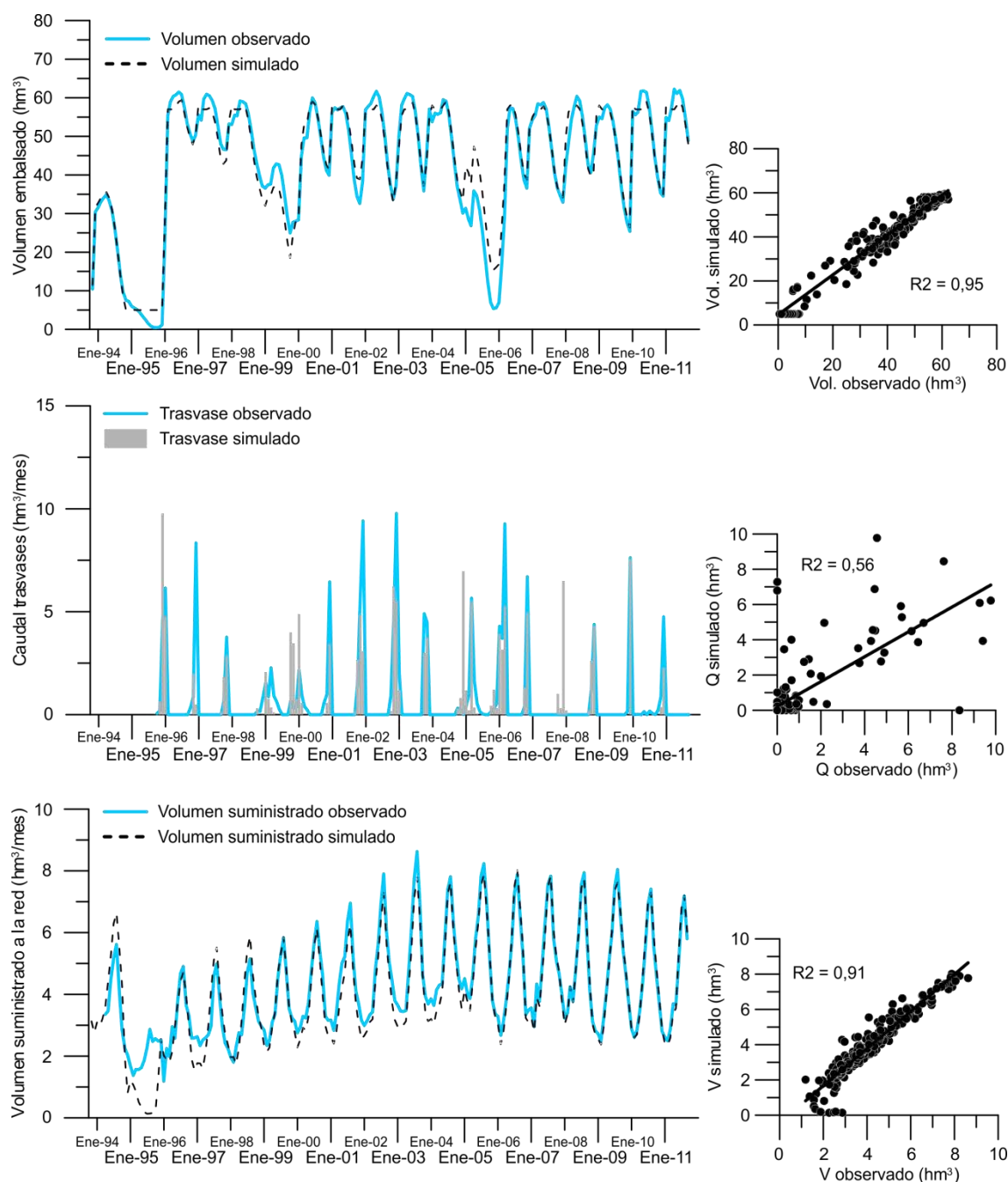


Figura 5.50. Comparación del grado de ajuste de los volúmenes embalsados en la presa de La Concepción, caudales transferidos desde el conjunto de trasvases y volúmenes suministrados a la red (periodo de calibración - escenario B). Nota: la serie real de volúmenes de agua suministrados se refiere al caudal distribuido en alta por ACOSOL

En la figura 5.52 se presenta el reparto medio mensual de las distintas fuentes de suministro que participan en el abastecimiento de Marbella. El porcentaje medio de recursos simulados procedentes del embalse de La Concepción, la planta desalinizadora de Marbella y el acuífero aluvial del río Fuengirola (recursos mancomunados) ha sido del 70%, lo que coincide con la situación actual en la que se encuentra el sistema de suministro. Por tanto, los recursos subterráneos explotados por Hidralia representan el restante 30%, con dos estrategias de explotación claramente diferenciadas. En el caso de los acuíferos cuaternarios (aluviales de los ríos Guadalmina y Verde) la extracción de agua es mayor durante los meses de primavera y

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

desciende progresivamente a medida que se acerca el periodo de estiaje. Por otro lado, la utilización de los recursos almacenados en los acuíferos pliocenos es constante a lo largo del año, debido a su mayor capacidad de almacenamiento y menor vulnerabilidad a los procesos de intrusión marina.

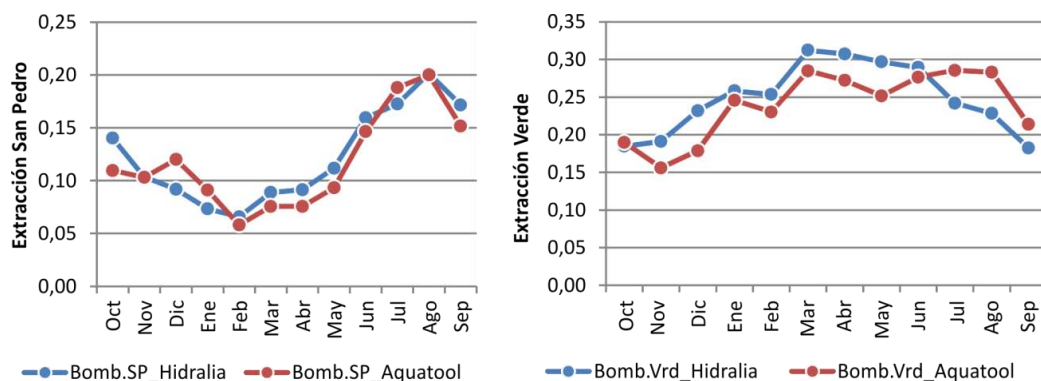


Figura 5.51. Comparación entre los volúmenes bombeados reales y simulados (hm^3) en el acuífero plioceno de San Pedro de Alcántara (SP) y en el acuífero aluvial del río Verde (Vrd)

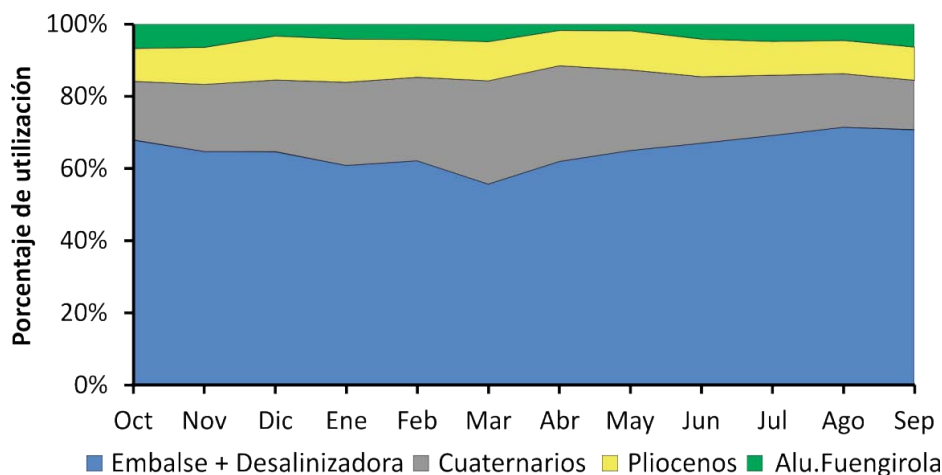


Figura 5.52. Reparto porcentual simulado entre las distintas fuentes de suministro utilizadas en el abastecimiento a Marbella (escenario de simulación B)

En la tabla 5.8 se presentan los valores medios estimados de recarga por infiltración de la escorrentía superficial en los principales ríos de la zona de estudio. Dichos valores se han obtenido en las conducciones de tipo 2 conectadas a los acuíferos aluviales de los ríos Padrón, Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza y Verde. Aguas arriba del azud de derivación del río Guadalmina, existen dos galerías que captan agua para abastecimiento a Benahavís. Sólo se dispone de datos de caudal derivado de los últimos cuatro años, con un valor medio de $0,85 \text{ hm}^3/\text{año}$. El valor medio anual corregido sería de $19,2 \text{ hm}^3$, similar al estimado a partir de los datos de aforos diferenciales ($18,5 \text{ hm}^3$). El caudal máximo de recarga por infiltración de la escorrentía superficial corresponde al acuífero aluvial del río Verde, con un valor de $14,7 \text{ hm}^3/\text{año}$. Dicho caudal máximo tuvo lugar en el año hidrológico húmedo 2009/10. Los valores más bajos de recarga se han obtenido en los ríos Guadaiza y Padrón, debido principalmente a la presencia de infraestructuras de derivación de recursos en el primero y a la menor cuenca hidrográfica del segundo. El ajuste de los parámetros que definen el funcionamiento de las conducciones de tipo 2 a partir de datos reales de campo ha permitido incorporar criterios

hidrológicos en el modelo de gestión. La recarga simulada por infiltración de la escorrentía superficial se considera representativa de la gestión del agua que tiene lugar en la actualidad y ha permitido dotar de mayor certidumbre al balance hídrico de los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona.

Pérdidas infiltración (Conducciones tipo 2)	Media ($\text{hm}^3/\text{año}$)	Mediana ($\text{hm}^3/\text{año}$)	Dt ($\text{hm}^3/\text{año}$)	Max ($\text{hm}^3/\text{año}$)	Min ($\text{hm}^3/\text{año}$)
Río Verde	5,6	3,6	5,1	14,7	0,0
Río Guadaiza	3,4	2,5	2,7	8,0	0,0
Río Guadalmina	4,8	3,9	3,4	10,6	0,0
Río Guadalmanza	4,2	3,0	3,4	10,2	0,0
Río Padrón	2,0	1,1	1,8	5,6	0,0
Totales	20	14		49	0

Tabla 5.8. Estimaciones de recarga por infiltración de la escorrentía superficial en los principales acuíferos aluviales de la zona de estudio. Los valores del río Guadalmina no tienen cuenta los recursos derivados para abastecimiento a Benahavís

Con objeto de proponer un rango de coeficientes de agotamiento en los materiales pliocenos, se han seleccionado dos acuíferos que presentan evoluciones piezométricas diferentes (Fig. 5.53). Este es el caso de los acuíferos pliocenos del Señorío y de San Pedro de Alcántara. Se observa un comportamiento más inercial en el acuífero de San Pedro de Alcántara, con un mayor grado de ajuste si se utiliza un coeficiente de agotamiento de $0,018 \text{ mes}^{-1}$, un orden de magnitud inferior al estimado en el acuífero aluvial del río Guadaiza ($0,18 \text{ mes}^{-1}$). La mayor permeabilidad del acuífero plioceno del Señorío determina que se alcancen mejores ajustes con coeficientes de agotamiento más altos, del orden de $0,09$ y $0,054 \text{ mes}^{-1}$.

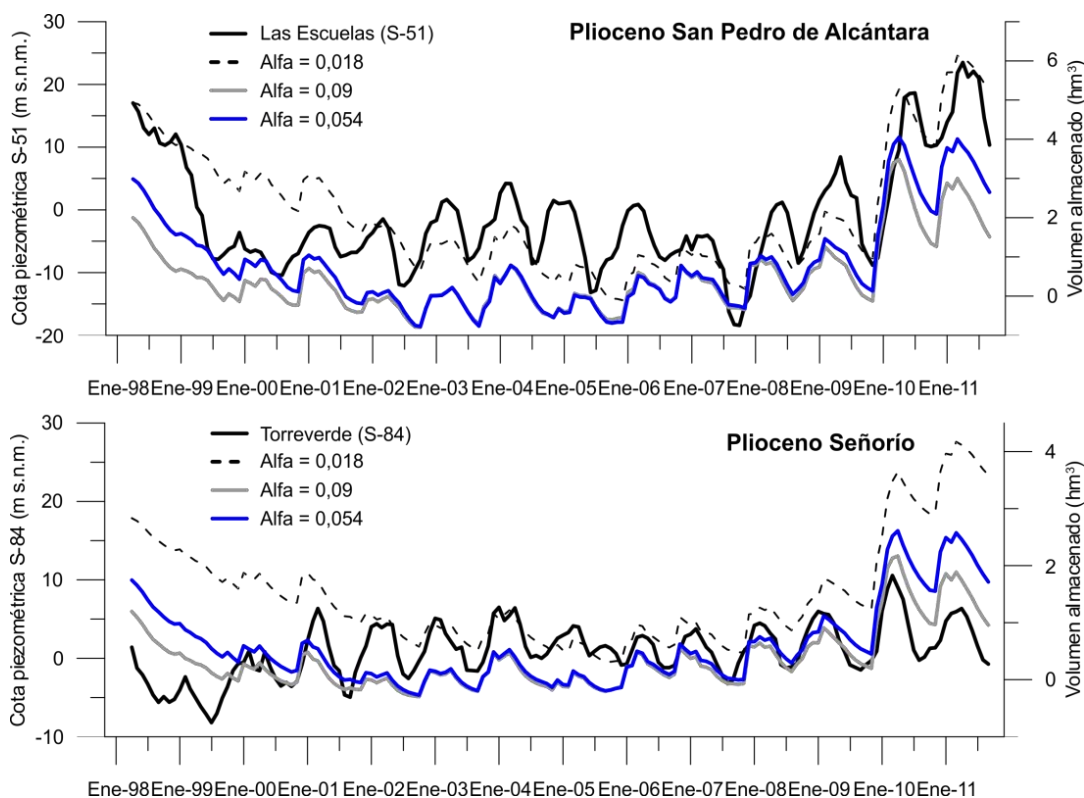


Figura 5.53. Comparación entre las evoluciones piezométricas de los puntos de control S-51 y S-84 y los valores de almacenamiento simulados a partir de diferentes coeficientes de agotamiento

La importancia de vincular variables simuladas en AQUATOOL (volúmenes almacenados) con otras representativas del funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos (niveles piezométricos), se debe a la posibilidad de incorporar en el modelo de gestión valores umbral que controlen el nivel de explotación de los acuíferos.

El déficit de suministro estimado en el segundo escenario de simulación ha sido de 56,1 hm³, con un valor de 50 hm³ durante los años 1993/94 y 1994/95. El porcentaje restante simulado (10% del total) corresponde a déficits con un valor medio de 0,04 hm³/mes, probablemente relacionados con pequeños errores en la estimación de las demandas de agua o en la asignación de recursos a dichas demandas.

Se puede concluir que los resultados obtenidos durante el proceso de calibración han sido satisfactorios, con una mejora en el ajuste entre las variables simuladas y observadas a medida que se han incorporado en el esquema topológico demandas de agua variables y diferentes reglas de operación. Dichas reglas han permitido incluir en el modelo de gestión las aportaciones desde el conjunto de trasvases y los caudales bombeados en los acuíferos detríticos costeros de Marbella – Estepona. El proceso de calibración se ha basado en diferentes variables de tipo hidrológico, hidrogeológico y de gestión.

La incorporación de criterios hidrológicos e hidrogeológicos (a partir de datos de campo rigurosos) en el modelo de uso conjunto ha dotado de mayor fiabilidad y certidumbre a los resultados obtenidos. El ajuste de los datos de aforos diferenciales a una función matemática ha permitido simular las pérdidas en los tramos de río perdedores incluidos en el esquema de simulación (conducciones tipo 2). Por otro lado, se ha comprobado que los volúmenes bombeados durante la simulación de la gestión en los acuíferos detríticos costeros de Marbella-Estepona son coherentes con la explotación que se ha realizado en los últimos 20 años. Dicha explotación representa, por término medio, el 30% de la demanda total de agua en los municipios de Marbella y Estepona, y se caracteriza por la existencia de dos estrategias de explotación claramente diferenciadas. A este respecto, el aprovechamiento de las aguas subterráneas en los acuíferos cuaternarios se concentra principalmente durante los meses de invierno y primavera, cuando dichos acuíferos presentan un mejor estado cuantitativo y químico. Por otro lado, la mayor capacidad de almacenamiento de los acuíferos pliocenos determina que pueda mantenerse la explotación en el periodo de estiaje.

El modelo de uso conjunto de la gestión del agua diseñado en la presente Tesis Doctoral permitiría simular diferentes escenarios futuros relacionados con diferentes hipótesis de cambio climático y de aumento o descenso de la demanda de agua. Además, se evaluaría el impacto en las garantías de suministro de la teórica puesta en funcionamiento de la nueva planta desalinizadora de Mijas - Fuengirola. También podría incorporarse en el futuro modelo de uso conjunto el recrecimiento de la presa de La Concepción (hasta los 90 hm³ de capacidad), al considerarse una opción aparentemente viable desde el punto de vista económico.

5.6 Reflexiones sobre la gestión del agua en la Costa del Sol Occidental

En un contexto de escasa disponibilidad de recursos hídricos con un crecimiento demográfico estable en los países del norte del Mediterráneo, pero al alza en los del este y el sur, y unas perspectivas de disminución de recursos hídricos disponibles ligadas a los escenarios de cambio climático, parece claro que es necesaria una gestión más sostenible y económicamente eficiente para satisfacer las demandas de agua de la población actual y futura. El sistema de abastecimiento de la Costa del Sol podría utilizarse como caso piloto a la hora de diseñar estrategias de gestión del agua que puedan hacer frente a los retos del futuro en contextos climáticos similares, con unos escenarios de cambio climático que apuntan a una disminución de las precipitaciones y a una predicción incierta del consumo de agua en el futuro, que depende de la combinación de factores técnicos, económicos y sociales.

La política de agua tradicional se ha centrado (y se centra en la actualidad) principalmente en aumentar la oferta de recursos hídricos con vistas a satisfacer las demandas de agua de la población, lo cual conlleva importantes costes sociales, económicos y medioambientales (Deyà Tortella y Tirado, 2011). En 1997, cuando el aumento de la regulación de recursos hídricos mediante obras de gran envergadura (presas) se estabilizó en los países del Mediterráneo (Fig. 5.54), la Comisión Mediterránea sobre Desarrollo Sostenible concluyó que la gestión de la demanda de agua (WDM, por sus siglas en inglés) sería el método que permitiría afrontar los retos de la gestión del agua en las próximas décadas.

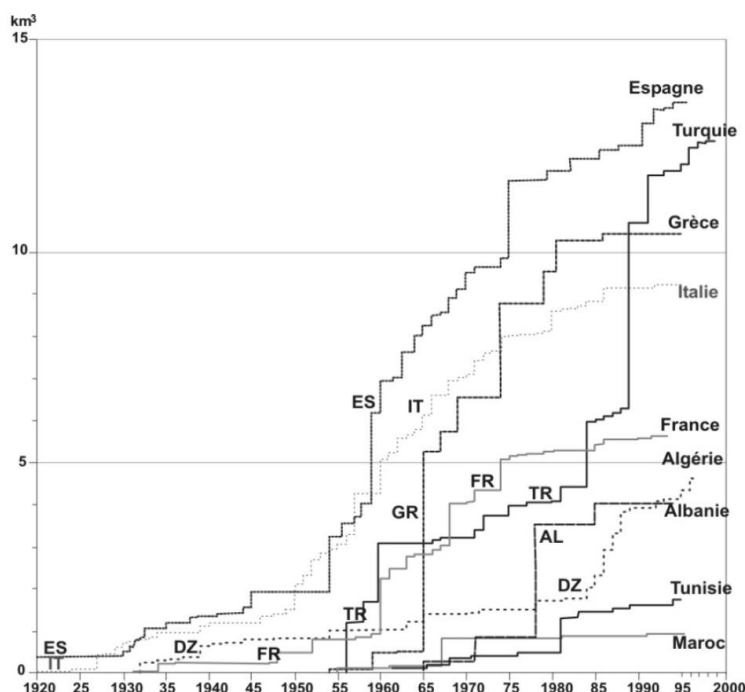


Figura 5.54. Capacidad de almacenamiento acumulada (presas) en los países del Mediterráneo (periodo 1920-2000). Fuente: Plan Bleu (2004)

La gestión de la demanda de agua incluye todas las medidas dirigidas al aumento técnico, socio-económico, institucional y ambiental en la eficiencia del uso del agua, y se ha

postulado en los últimos años como una pieza clave en la gestión del agua en regiones mediterráneas. La gestión de la demanda requiere una aproximación holística que sea capaz de integrar los intereses de los distintos agentes implicados en la gobernanza del agua y que considere las necesidades y peculiaridades de todos los usos.

Las conclusiones de distintos talleres de trabajo y seminarios celebrados en diferentes ciudades (Fréjus-1997, Fiuggi-2002 y Zaragoza-2007) bajo el auspicio de la Comisión Mediterránea sobre Desarrollo Sostenible, indican que las mayores garantías en el suministro de agua se alcanzarán mediante la implementación combinada de programas de mejora de infraestructuras, mercados del agua y uso de recursos hídricos no convencionales. Gikas y Angelakis (2009) indicaron la necesidad de llevar a cabo dichas medidas, especialmente en áreas sometidas a un elevado estrés hídrico.

En la Costa del Sol Occidental se ha identificado una tendencia a la estabilización y descenso de los consumos de agua de todos los municipios, a excepción de algunos núcleos de población que todavía se encuentran en fase de crecimiento. Aun así, dicho núcleos representan menos del 1% del consumo total de la región. En estas circunstancias, es probable que los periodos de mayor estrés hídrico que vayan a ocurrir en la Costa del Sol Occidental estén más influenciados por condicionantes de tipo climático (sequías más intensas y recurrentes) que por un aumento de la población demandante de recursos. Por tanto, se recomienda a la administración competente y a las empresas encargadas del abastecimiento en alta y en baja que apuesten de manera decisiva por el desarrollo de estrategias hídricas centradas en la gestión de la demanda de agua.

En la Costa del Sol Occidental, las medidas encaminadas a mejorar la gestión de la demanda se centran en la detección de fugas y averías con vistas a reducir las pérdidas en las redes de suministro. No obstante, en la mayoría de los casos el rendimiento de las redes aumenta hasta un umbral determinado, que depende principalmente de la antigüedad de las mismas. Desde el punto de vista de los incentivos económicos en materia de gestión del ciclo integral del agua, se podrían fijar unas deducciones fiscales a las empresas que anualmente mejoren la eficiencia del sistema de abastecimiento en cuestión. Otro enfoque sería el propuesto por la Junta de Andalucía, que tiene estipulado un canon por pérdidas en la red por valor de 0,25 €/m³, cuya exigencia no está teniendo lugar a escala del sistema de recursos mancomunado. ACOSOL ha estimado el gasto que supondría la aplicación de dicho canon en 450.000 €, lo que supone un volumen de pérdidas en los ramales oeste y este de 1,8 hm³/año. La aplicación de este tipo de medidas podría fomentar una actitud más activa por parte de las empresas del agua a la hora de invertir en la mejora de sus infraestructuras. A este respecto, la administración competente podría exigir a dichas empresas la elaboración y puesta en marcha de planes municipales de gestión de la demanda, planes integrales de gestión de la demanda de agua (PIGDA) u ordenanzas municipales específicas. Estos planes se desarrollarían en el marco de la Estrategia Andaluza de Sostenibilidad Urbana y del Plan de Ordenación del Territorio de Andalucía (POTA). Ambos documentos hacen referencia a la importancia de fomentar estrategias de gestión de la demanda dirigidas a racionalizar el uso del agua.

Por lo que respecta a los mercados del agua en Andalucía, su funcionamiento está regulado en la Ley 9/2010, de 30 de julio, de Aguas de Andalucía. Según dicha ley, la creación de Bancos Públicos de Agua podría ayudar a conseguir el buen estado ecológico de las masas de agua que se encuentren en peligro de no alcanzarlo, corregir los desequilibrios de recursos hídricos en los diferentes sistemas de explotación, atender fines concretos de interés autonómico o ceder los derechos de uso del agua por el precio que en cada caso se acuerde. En la actualidad, en ninguna de las demarcaciones hidrográficas se ha constituido el correspondiente Banco Público de Agua. Por lo que se refiere a la Costa del Sol Occidental, desde finales del año 2014 se está realizando una transferencia de derechos de uso del agua entre las empresas públicas encargadas del abastecimiento de la Costa del Sol Occidental y del Campo de Gibraltar. Dicho acuerdo de compraventa se enmarcaría dentro de las posibilidades que ofrecen los mercados del agua. Aun así, dichos escenarios de compraventa deben tener justificación desde el punto de vista de la gestión del agua y no comprometer la satisfacción de las demandas de agua en los sistemas de explotación que transfieren los recursos.

Desde el punto de vista de la utilización de recursos de agua no convencionales, en la Costa del Sol Occidental se vienen utilizando desde el año 2005 los caudales desalinizados procedentes de la planta desalinizadora de Marbella. Dicha planta tienen una capacidad teórica de tratamiento de 20 hm³/año, si bien es cierto que en el periodo histórico la aportación media a la red no ha superado los 6 hm³/año. Dicha infrautilización responde, por un lado, a factores técnicos relacionados con el tipo de captación de agua de mar. En este sentido, el agua es captada directamente del mar, motivo por el cual presenta valores elevados de sólidos en suspensión, que disminuyen considerablemente el rendimiento de las diferentes líneas de ósmosis inversa. Por otro lado, existen factores de índole económica (elevados costes de explotación y mantenimiento) que parecen influir en el volumen anual tratado por la planta desalinizadora de Marbella, a tenor del reciente acuerdo de trasvase de recursos superficiales desde el Campo de Gibraltar. En este contexto, llama la atención que la única medida de calado para garantizar las demandas de agua previstas en el Plan Hidrológico (BOJA, 2016) sea la construcción de una nueva planta desalinizadora, dadas las circunstancias macro-económicas actuales y la manifiesta infrautilización de la planta de Marbella. Por lo que respecta al uso de aguas regeneradas para el riego de campos de golf, en la presente Tesis Doctoral se ha comprobado que prácticamente todos los campos disponen de recursos propios (superficiales y/o subterráneos) para complementar el riego, cuando deberían estar utilizando únicamente aguas residuales depuradas. En este sentido, sería recomendable que la administración competente en materia de agua controlara la naturaleza de los aprovechamientos de agua en los campos de golf de la Costa del Sol Occidental. Una mayor utilización de aguas regeneradas para riego de campos de golf liberaría recursos hídricos de mayor calidad para usos más exigentes, como el abastecimiento de agua potable.

A modo de resumen, se presenta en la tabla 5.9 una propuesta de medidas enfocadas en la gestión de la demanda, las cuales se estructuran en diferentes programas de actuación. Dicha propuesta podría servir de punto de partida a la hora de elaborar los diferentes PIGDA a escala municipal, regional o autonómica.

5. SIMULACIÓN DE LA GESTIÓN DEL AGUA EN EL SUBSISTEMA DE EXPLOTACIÓN DE LA COSTA DEL SOL OCCIDENTAL (I-3)

PLAN INTEGRAL DE GESTIÓN DE LA DEMANDA DE AGUA (PIGDA)					
BLOQUES	Programas de infraestructuras	Programas de ahorro (Concienciación ciudadana) / (Política de precios)	Programas de eficiencia	Programas de sustitución	Programas de gestión
Objetivo	Puesta a punto del sistema de distribución para reducir las pérdidas en las redes y posibilitar el control del consumo de agua que realizan los diferentes usuarios	Reducción del consumo de agua sin intervenciones técnicas sobre los sistemas de suministro o los equipos y dispositivos de consumo	Reducción del consumo de agua potable mediante la introducción de modificaciones técnicas en los equipos y dispositivos de consumo (electrodomésticos, sanitarios, fontanería, grifería, etc.)	Utilización de recursos no convencionales (aguas regeneradas, grises, pluviales) para determinados usos urbanos menos exigentes en términos de calidad (riego, baldeo de calles, etc.)	Conjunto de subprogramas transversales de naturaleza económico-financiera, organizativa y legislativa
	1. Mejorar el mantenimiento de la red de distribución	1. Información y formación (medios de comunicación)	1. Mejora de la eficiencia del equipamiento hidráulico en el ámbito doméstico, industrial e institucional	1. Ampliación de las redes de distribución de aguas regeneradas y conexión con la red municipal	1. Transferencia temporal de derechos concesionales de agua en periodos de sequía
Medidas	2. Controlar las fugas y tomas fraudulentas	2. Acciones demostrativas en distritos (colaboración entre Ayuntamiento y Asociaciones de vecinos)	2. Mejora de la eficiencia en el riego de jardines, llenado de piscinas, baldeo de calles, etc.	2. Fomento de la reutilización de aguas grises procedentes de bañeras, fregaderos, duchas y lavabos en comunidades de propietarios	2. Constitución de Bancos Públicos del Agua para corregir los desequilibrios hídricos en los diferentes sistemas de explotación
	3. Optimizar la gestión de presiones en la red de abastecimiento (sectorización)	3. Educación escolar - 2 campañas de concienciación al año, como mínimo - Participación del alumnado en concursos (logos, relatos, etc.)		3. Regulación y aprovechamiento de aguas pluviales mediante tanques de tormenta	3. Elaboración y ejecución de ordenanzas municipales
	4. Desdoblamiento de las redes de suministro para permitir la distribución de aguas regeneradas				
	5. Instalar contadores individuales (reducción del porcentaje de aguas no controladas)				

Tabla 5.9. Propuesta de plan integral de la demanda de agua (PIDGA) en los municipios de la Costa del Sol Occidental

6. CONCLUSIONS

The last chapter of this PhD Thesis comprises two sections. In the first part are included the main conclusions about the hydrogeological characterization of the studied aquifers, by applying the most common methods used in coastal aquifers (hydrodynamic, hydrochemistry and environmental isotopes), as well as other novel techniques. In the prior section has also been included a brief description on the functioning of the Costa del Sol's water supply system. In the second part, the methodological aspects of the research are analyzed; in particular the applicability of the methodology used to determine the hydrogeological functioning of the coastal aquifers and to design and to calibrate the Costa del Sol's water management model.

6.1 Concerning to the characterization of the study area

6.1.1 Hydrogeological characterization

The Marbella-Estepona aquifers are located in the west coast of Málaga province (southern Spain), from Estepona (west) to Elviria-Cabopino (east) coastal locations. It comprises a set of permeable outcrops of about 71 km², although this area has been significantly reduced as consequence of the intense urbanization. Shoreline morphology is relatively smooth, reaching maximum altitudes of 200 m a.s.l. (meters above sea level), nonetheless, more abrupt and higher reliefs limit the northern part of the studied area. In this mountain range, made up of Sierra Bermeja, Sierra Blanca and Sierra Alpujata reliefs (from west to east), the catchment areas of the main rivers and intermittent streams (i.e. rivers Padrón, Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza, Verde, and Real) are found.

The weighted average annual rainfall is 750 mm, although a precipitation gradient is observed (W to E), with values ranging from 950 to 723 mm in the urban settlements of Estepona and Marbella, respectively. The mean annual temperature is 18.8°C, with average values of 12.9°C in January and 25.6 °C in August.

The main aquifers are made up by two geological domains: the lower one (Pliocene) and the upper one (Quaternary) that overlie a basement of peridotite rocks, gneisses and marbles of the Alpujárride Complex of the Betic orogen and schists and graywackes of the Maláguide Complex, as well as marls and sandstones from Miocene formations. Pliocene domain is composed of basal conglomerates and sands and sandy marls embedded in a calcareous matrix. The finer grained sediments are found upward into the unit as well as laterally to the sea. Conglomerate clasts and sands are predominantly of peridotites, gneisses and schists in the western sector of the study area, being formed by marbles (to a lesser extent by peridotites and schists) in the eastern one. Pliocene materials slightly dip (in general, between 5° and 10°)

6. CONCLUSIONS

towards the sea, reaching a maximum thickness (up to 150 m) in the shoreline, with average values from 100 to 120 m.

Quaternary sediments are of two types, alluvial and eolian, which unconformably overlie Pliocene sediments. The alluvial deposits consist of a sequence of blocks, gravels and sands, up to 20 m thick, with a fine-grained silty-clayey matrix. The main outcrops are located along the Padrón, Guadalmanza, Guadalmina, Guadaiza, and Verde riverbeds. Eolian sandy deposits show a highly homogeneous particle size distribution, forming a sand dune system (up to 12 m thick) in the area of Elviria-Cabopino.

Pliocene deposits constitute a multi-layered aquifer, with the basal unit confined towards the coast and unconfined inland. The groundwater recharge produced from the rainwater infiltration through permeable exposures has been estimated in 11.8 hm³/year, equivalent to 28% of the rainfall recorded. Pliocene aquifers may receive some water contributions from the Quaternary alluvial materials, depending on water table fluctuations, or by infiltration directly from runoff, particularly at the northern outcrop limits. Submarine groundwater discharge into the sea and pumping through numerous wells and boreholes are the main groundwater outputs.

The yield of the pumping wells drilled in alluvial formations is higher than those found on the Pliocene materials, due to their hydrogeological properties and the water surplus from losing river and streams, with an estimated value of around 23.1 hm³/year. Recharge occurs from surface runoff, infiltration of rainwater, and possibly from irrigation returns. Water outputs correspond to water pumping, submarine groundwater discharge, vertical flow to the Pliocene materials (depending on the water table differences observed in the aquifers), and discharge towards the river beds.

The study of the geological and hydrogeological characteristics of the Marbella-Estepona coastal aquifers, as well as the spatial distribution of water levels, hydrogeochemical variables and isotopes, permit to differentiate four Pliocene aquifers. The aquifers called Estepona Pliocene, San Pedro Pliocene and Aloha Pliocene, are separated by low-permeability Miocene outcrops, acting as a low permeability barrier to groundwater flow. Piezometric differences between Aloha and Señorío-Marbella Núcleo and Real-Cabopino aquifers permit to differentiate them. Regarding hydrogeological criteria, the higher permeability and transmissivity values of Quaternary formations, related to the Pliocene ones, determine that alluvial aquifers be considered independently.

6.1.2 Costa del Sol's water supply system

The “Mancomunidad de Municipios de la Costa del Sol Occidental” region consists of Torremolinos, Benalmadena, Fuengirola, Mijas, Ojén, Istán, Marbella, Benahavís, Estepona, Manilva and Casares municipalities. Since 1994, ACOSOL S.A. is the public water company created to provide the services of the urban water cycle. In the western Costa del Sol, different water resources coexist to meet urban water demands. La Concepción dam, with a capacity of

6. CONCLUSIONS

about 57 hm³, is the main water source in the Costa del Sol water supply system. The additional surface water inputs coming from the Guadaiza-Guadalmina-Guadalmansa diversion dams contribute to the water resources stored in La Concepción reservoir with an average flow of 9 hm³/year. These water sources are complemented by desalinated water resources (Marbella desalination plant), groundwater resources (Marbella-Estepona and Fuengirola detritic coastal aquifers), and surface water from other water supply systems (campo de Gibraltar and Malaga city). As a result of drought periods, such as those that occurred during the years 1994/1995 and 2004/2005, water supply deficits increase considerably. These water scarcity situations represent a key challenge under future climate change scenarios, characterized by more frequent and extreme drought events.

The analysis of water supplied by ACOSOL has permitted to identify a tendency towards a reduction of water consumption in the Costa del Sol. This tendency is part of a global behavior that has been observed in different regions in the last years, such as the state of California, New York, Barcelona, Costa Brava, Alicante and Madrid. At the regional level, there has also been observed a significant decrease in water consumption within the urban supply systems, with values of 1021 and 775 hm³ in 2005 and 2014, respectively. Regarding population growth rates, the analysis of the population has shown that Costa del Sol's municipalities are close to demographic saturation, with a registered population that has not grown since 2010. Moreover, the evolution of seasonal residents visiting hotels, apartments and second homes does not present a clear trend, although it is true that foreign tourism has increased in recent years.

6.2 Concerning to the applied methodology

In this PhD Thesis a multiple approach using different research methods have been applied in order to improve the current understanding about the functioning of the surface and subsurface water systems. The present section concerns on the use of this type of study techniques in the test site and the potential applicability to other coastal-touristic regions.

6.2.1 Hydrodynamic methods

The use of the state index (Ie) and the filling index (iLL) at different piezometric control points located at Marbella - Estepona coastal aquifers has permitted to evaluate the quantitative status in which the aquifers are found. As regards the temporal representativeness of the available information, it is advisable to use piezometric series with a length of more than 15 years, in order to cover a set of dry and humid years characteristic of the climatic conditions of the study area. A statistically significant downward trend has been detected in Padrón (P-2) and Cala streams (P-1) piezometers, so it is recommended to carry out an exhaustive control of groundwater pumping in the vicinity of these boreholes (Estepona Pliocene aquifer).

With respect to the application of piezometric indices, similar results have been obtained from the application of the two indexes, with lower values ($iLL < 50\%$ and $le < 0.15$), generally at the piezometric control points of the alluvial aquifers. Most of the water table control points had values indicative of a good quantitative status. The filling index (iLL) values largely depend on the maximum and minimum piezometric levels recorded during the study period, which are conditioned, in turn, by the frequency of sampling (lower values with monthly water table data) and by climatic (rainfall pattern), and anthropic factors (pumping). Therefore, this index could be called exploitation index, because its minimum level of "filling" does not refer to the geometric limits of the aquifer. In relation to the use of the state index (le), it permits to classify the situation of the aquifer according to a set of thresholds based on different drought conditions, established in hydrological planning (normality, pre-alert, alert and emergency). The characteristics of the piezometric evolutions (oscillating and not very inertial), recommend a cautious analysis of the different activation thresholds of drought levels in each control points.

The analysis of daily piezometric data recorded at the P-11 control point (Guadaiza River alluvial aquifer) shows a minimum delay between the hydrodynamic and hydrochemical responses of the aquifer to a rainfall event. The distribution of precipitation plays a key role in the evolution of the analyzed variables. Two precipitation events (A, B) characterized by similar accumulated precipitation but of different rainfall intensity gave rise to significant changes in piezometry, electrical conductivity and temperature measurements.

Monthly or semi-annual water table control campaigns would not allow to know in-depth the hydrodynamic and hydrochemical behavior of this type of aquifer. Preliminary results suggest that the Guadaiza River alluvial aquifer presents high porosity and permeability. This behavior seems to be similar in the rest of alluvial aquifers outcropping over Marbella and Estepona municipalities. Therefore, it is recommended to carry out a more intense exploitation of alluvial aquifers during the rainy months to meet urban water supply with better quality resources. These results have a direct impact on the management of aquifers and greatly determine their inclusion in conjunctive surface water and groundwater simulation models.

Regarding the determination of aquifer-river interactions, the differential gauging carried out demonstrated the gaining condition in most of alluvial aquifers of the Real, Verde, Guadaiza, Guadalmina, Guadalmanza and Padrón rivers. The high complexity and heterogeneity of the aquifer-river relationships over time and space has been shown by the realization of differential flow gaugings in different hydrological conditions (high flows and low flows). These measurements have permitted to identify a saturation process over time, in which the infiltration rate is limited based on a threshold streamflow value upstream. Chemical and isotopic characterization confirmed and validated the conclusions obtained by using differential gauging.

The results derived from the streamflow measurements have been included in the decision support system named AQUATOOL in order to improve the robustness of the model results and to perform an estimation of the recharge in alluvial aquifers coming from surface runoff.

6.2.2 Hydrogeochemical methods

The relationships between major ions and $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ isotopes are widely used tools in studying complex mixing processes, involving rain, surface, seawater and groundwater, and therefore in determining the origin of salinity. This PhD Thesis proposes a methodological approach, based on the advances of hydrogeochemistry, for this purpose.

Discriminant analysis (DA) is used to determine the variables that discriminate between two or more groups of samples, which helps for the interpretation of complex data matrices to better understand the water quality of the studied systems. DA determines optimal combination of variables, so that the first function provides the most overall discrimination between groups, the second provides second most, and so on. DA has been performed to evaluate the statistical significance of the classification of groundwater from Costa del Sol aquifers into six hydrogeochemical groups (A, B, C, D, E and F) after Argamasilla and Andreo (2015). These groups correspond to Estepona Pliocene aquifer, alluvial aquifers, San Pedro Pliocene aquifer, Aloha Pliocene aquifer, Señorío – Marbella Núcleo Pliocene aquifer and Real – Cabopino Pliocene aquifer. The distinction among water groups E and F did not respond to geological or hydrogeological criteria but rather to an interest in studying the potential impact on groundwater quality owing to carbonate and metapelitic source lithologies.

This PhD Thesis shows that the combined use of different hydrogeochemical indices along with information from isotopic analysis ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) can be a highly useful tool when evaluating the mixture processes involving groundwater and other water sources, and to determine the origin of salinity. Detritic coastal aquifers of a certain complexity, like the ones studied here, need to be approached by means of different methodologies (hydrology, hydrochemistry and isotope analysis) due to the variety of hydrogeochemical processes that take place simultaneously and alter the initial quality of the water. In the Plio-Quaternary coastal aquifers of Marbella-Estepona area (southern Spain), the main hydrogeochemical processes affecting groundwater and its relationships with surface water and seawater have been characterized.

The existence of source lithologies of a diverse nature (peridotite, carbonate and/or metapelitic) conditions the cationic component of the studied groundwaters substantially. Discriminant Analysis has permitted to validate consistently most of pre-defined groundwater hydrogeochemical groups. The study of so-called ionic deltas permits a preliminary screening of the main hydrogeochemical processes in the groundwater. Processes of cationic exchange take place all along the coastline, and with special intensity in the groups of water here denominated D and E, resulting in a generalized hardening of the groundwater. The dissolution of calcite and dolomite determine the chemical composition of the groundwater of groups E and F; whereas minerals rich in magnesium (magnesite, clinochlore, forsterite and chrysotile) mark the samples from sectors A, B, C and D.

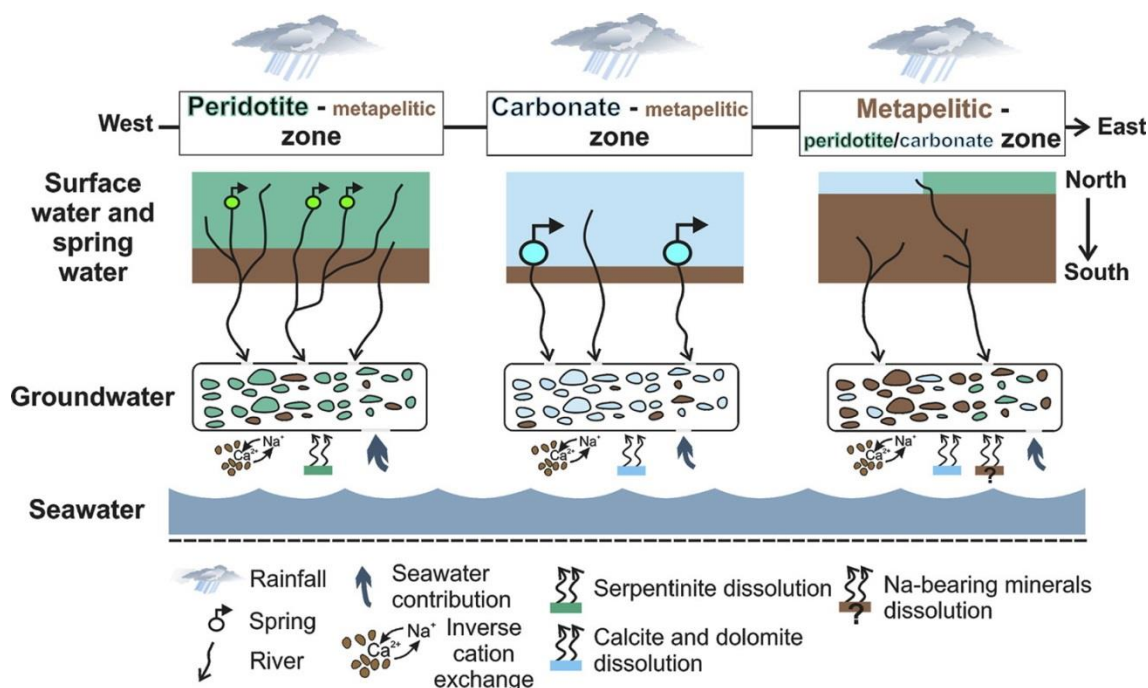


Figure. 6.1. Conceptual scheme of the predominant hydrogeochemical processes occurring in the coastal aquifers of Marbella-Estepona

In determining the main sources of recharge (precipitation and surface runoff) and the origin of salinity, groups A, B, C and (to a lesser extent) D showed a greater influence of surface water in their chemical composition by applying several Na^+ - normalized molar ratios. The water samples from groups E and F are more conditioned by the rainwater chemical signature. The values of the $\text{rCl}^-/\text{rBr}^-$ relationship differentiate clearly two water subgroups, which could be the result of freshwater mixing with others water sources having variable Cl^- and Br^- concentrations.

The combined effect of an unequal recharge by precipitation over the year — seasonal effect — and the model of atmospheric circulation — coastal/continental effect — explains why most of the groundwater presents more negative values for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ than the ones usually related to rainfall. Similar spatial trends observed in isotopic composition of both groundwater groups A, B and C, and westernmost rivers denotes a more marked surface water-groundwater interaction. The mean value of the excess of deuterium in groundwater (11‰) appears to indicate that aquifer recharge is related, in general, with rain events coming from Atlantic fronts.

6.2.3 Hydrological modeling of upper Verde River basin

To analyse and justify which method is best for water resources modeling at upper Verde River basin, this PhD Thesis examines the application of seven hydrological models — HEC-SMA, GR2M, GR4J, SAC-SMA, HBV, IHACRES y SIMPA. The results obtained were analysed by examining the goodness of fit by using several statistical indices.

It is observed that the best fit corresponds to the lumped models, especially the GR4J and SAC-SMA hydrological models, with higher values of the NSE (Nash-Sutcliffe), MNSE

6. CONCLUSIONS

(modified Nash-Sutcliffe), r (Pearson correlation coefficient) R^2 (coefficient of determination) or KGE (Kling-Gupta coefficient), among others. The GR4J model requires a reduced number of parameters (4), compared to the Sacramento model (13), which facilitates its application.

The use of lumped models in watersheds where a single gauge station summarized the overall functioning of the basin is the most convenient option, in terms of efficiency of the calibration and validation processes. This circumstance has become evident in many watersheds worldwide and it refers to the principle of parsimony described by Box and Jenkins (1976). The results obtained in the hydrological modeling have allowed us to extrapolate the parameters of the models used at the upper Verde River basin to other ungauged watersheds to estimate its monthly runoff data series.

The sensitivity analysis of the IHACRES, GR4J, and SAC-SMA hydrological models has identified the set of parameters that more influences the results of the hydrological simulation. This has made possible a more efficient calibration process, focused on the parameters identified as more sensitive. When Nash Sutcliffe's objective function is evaluated without applying decimal logarithm to the original data series (NSE), parameters related to the soil profile storage and production store (upper layers) are identified as sensitive or very sensitive. If the optimization process takes place with the streamflow values transformed by the decimal logarithm (LogNSE), there are very sensitive parameters related to groundwater discharge, determining the shape of the recession curves (low flow conditions).

6.2.4 Comparison of drought indicators derived from multiple data sets

Regarding state drought index, its calculation has varied according to the nature of the original data series. The series of precipitation at Marbella and Torremolinos rainfall stations, streamflows at the Verde River, piezometric levels in different aquifers and volumes stored in La Concepción dam have different trends and range of values. At this respect, the main goal has been to smooth the evolution of the original series, especially in the case of rainfall and streamflow data, in order to increase its applicability in drought analysis. The most interesting series for characterizing dry periods correspond to piezometry data of the alluvial aquifers of the Guadalmanza and Fuengirola rivers, streamflows at the Verde River and La Concepción's water storage dam levels.

The use of variables of a divers nature (meteorological, hydrological, hydrogeological and management-related variables) is fundamental to efficiently analyze drought events. This methodological approach permits to consider the different characteristics of each variable and to evaluate the results obtained in a more integrated way. Concerning the proposal for a drought indicators system at the western Costa del Sol, it is recommended to make a combined use of the different drought indices used in this PhD Thesis (state index, standardized precipitation index and multivariate standardized drought index), in order to provide a greater degree of certainty in the activation of drought thresholds. In the case of the state index, the activation of such as thresholds would occur when the value of the status index remained in a

drought condition for at least 2 consecutive months, due to its higher variability in comparison with the rest of the indexes. In addition, it is advisable to assess the treatment capacity of the Marbella desalination plant and the potentiality to transfer drinking water from campo de Gibraltar's water supply system prior to drought declaration. At this respect, it is proposed to include water volumes stored in Charco Redondo and Guadarranque reservoirs and piezometric levels at a control point in Guadarranque – Palmones groundwater body, due to its future exploitation for satisfying Costa del Sol's urban water demands.

6.2.5 Design and calibration of management model for Costa del Sol's water supply system

Water management simulation of the western Costa del Sol supply system was carried out by using AQUATOOL software, particularly the SIMGES module. This simulation required a detailed characterization of the study area, which included the study of the Marbella - Estepona coastal aquifers and the main rivers and streams. In addition, a thorough analysis of the water supply system has been performed, based on water resources supply and demand-related variables.

The calibration of water management model has been carried from simple (A water management scenario) to more complex topological schemes (B water management scenario), that integrate the use of groundwater in the water supply system and take into account variable urban demands and different operating rules. The incorporation of aquifers into the model has permitted to carry out a second estimation of the recharge from infiltration of surface runoff and to verify the usefulness of the proposed simulation scheme to include the use of groundwater, based on the definition of different pumping scenarios in each aquifer.

The main factors determining the goodness of fit between observed and the simulated water stored in the La Concepción dam are related to the use of fixed or monthly variable urban water demand series, the definition of the maximum and minimum storage capacities in the reservoir (characteristic curve), the inclusion of surface water transfers coming from Guadalmanza, Guadalmina and Guadaiza rivers with or without operating rules, and the incorporation of groundwater resources of the Marbella-Estepona coastal aquifers.

The calibration process has been based on different hydrological, hydrogeological and management-related variables. The results obtained can be described as satisfactory, with better model fit statistics between the simulated and observed variables used for calibration in B water management scenario. The incorporation of hydrological (aquifer-river interactions) and hydrogeological (pumping scenarios) criteria in the model has provided greater reliability and certainty to the model results. These accurate results will allow to simulate different scenarios (current situation – business as usual, reduction of water resources due to climate change, hypothesis of population growth, etc.), in which it will be possible to evaluate the municipal water supply guarantees, the volume stored in coastal aquifers and in the La Concepción dam, among other variables. The results of socio-demographic studies and urban water use trends conducted in this PhD Thesis should be considered in the proposal of future water management scenarios.

6. CONCLUSIONS

Definitely, the methodology used in this PhD Thesis has reasonably fulfilled its objectives and is presented as an effective tool in developing a water management model at the western Costa del Sol's water supply system. The present study have highlighted the importance of jointly apply the former techniques, which complement among them, in order to get appropriate knowledge to build and calibrate a complex water management model, like the one studied here. The results obtained can serve as a starting point in other Mediterranean basins, dominated by similar climatic and hydrological-hydrogeological contexts. The promotion of water demand management policies (water savings and awareness campaigns, reduction of losses in supply networks, etc.) and greater coordination among the different water users, are key elements for improving the efficiency in managing water resources in the Costa del Sol. This coordination could be achieved with the creation and implementation of different Groundwater User Communities.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abe, H., Tang, C., Kondoh, A., 2014. Effect of urban aquifer exploitation on subsurface temperature and water quality. *Ground Water* 52, 186–194.
- AEMET, A., e IMP, I., 2011. Atlas Climático Ibérico. Temperatura del aire y precipitación (1971-2000). Agencia Estatal de Meteorología. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino de España. Instituto de Meteorología de Portugal.
- Agarwal, C.S., 1998. Study of drainage pattern through aerial data in Naugarh area of Varanasi district, U.P. *J. Indian Soc. Remote Sens.* 26, 169–175.
- Aguado, R., Feinberg, H., Durand-Delga, M., Martín-Algarra, A., Esteras, M., Didon, J., 1990. Nuevos datos sobre la edad de las formaciones miocenas transgresivas sobre las Zonas Internas Béticas: la Formación de San Pedro de Alcántara (Provincia de Málaga). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 3 (1-2), 79–85.
- Aguirre, J., Cachão, M., Domènech, R., Lozano-Francisco, M.C., Martinell, J., Mayoral, E., Santos, A., Vera-Peláez, J. L., Da Silva, C. M., 2005. Biocronología integrada de los depósitos pliocenos de la cuenca de Estepona (Málaga, S de España). Implicaciones paleobiogeográficas y paleoceanográficas. *Revista Española de Paleontología*, 20 (2), 225-244.
- Ahmed, M.A., Abdel Samie, S.G., Badawy, H.A., 2013. Factors controlling mechanisms of groundwater salinization and hydrogeochemical processes in the Quaternary aquifer of the Eastern Nile Delta, Egypt. *Environ. Earth Sci.* 68, 369–394.
- Ahmed, S., de Marsily, G., Talbot, A., 1988. Combined Use of Hydraulic and Electrical Properties of an Aquifer in a Geostatistical Estimation of Transmissivity. *Ground Water*. 26, 78-86.
- Al Farrah, N., Van Camp, M., Walraevens, K., 2013. Deducing transmissivity from specific capacity in the heterogeneous upper aquifer system of Jifarah Plain, NW-Libya. *J. African Earth Sci.* 85, 12–21.
- Alam, F.M., McNaught, K.R., Ringrose, T.J., 2004. Using Morris' randomized OAT design as a factor screening method for developing simulation metamodels, in: *Proceedings of the 2004 Winter Simulation Conference*, 2004. p. 957.
- Albiol, C., Agulló, F., 2014. La reducción del consumo de agua en España: causas y tendencias. *Aquaepapers*, Aquae Fundación, 6.
- Alcalá, F.J., Custodio, E., 2008. Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. *J. Hydrol.* 359, 189–207.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop requirements, *Irrigation and Drainage Paper No. 56*, FAO. 300 pp.
- Amatya, D.M., Skaggs, R.W., Gregory, J.D., 1995. Comparison of Methods for Estimating REF-ET. *J. Irrig. Drain. Eng.* 121, 427–435.
- Andersen, M.S., Nyvang, V., Jakobsen, R., Postma, D., 2005. Geochemical processes and solute transport at the seawater/freshwater interface of a sandy aquifer. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 3979–3994.
- Andjelov, M., 2008. Groundwater quantitative status assessment in Slovenia. *Proceedings of invited lectures at International Symposium on Groundwater Flow and Transport Modelling*, 28-31 january, Ljubljana, Slovenia. *Groundwater modeling*, pp. 3-10.
- Andreo, B., 1997. Hidrogeología de acuíferos carbonatados en las Sierras Blanca y Mijas (Cordillera Bética, Sur de España). *SPICUM UMA*, Málaga. 489 pp.

- Andreo, B., Benavente, J., Carrasco, F., 1993. The hydrochemistry of an ultramafic massif in Southern Spain (Sierra Alpujata, Costa del Sol area). En: *Hydrogeology of Hard Rocks. Memories of the International Association of Hydrogeologists*. 1, pp. 388–394.
- Andreo, B., Gervilla, F., 2007. Las peridotitas de Ronda. En: J.J. Durán (Coord.), *Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Málaga 2*. Instituto Geológico y Minero de España– Diputación de Málaga, Madrid, pp. 212–216.
- Andreo, B., Liñán, C., Carrasco, F., Jiménez de Cisneros, C., Caballero, F., Mudry, J., 2004. Influence of rainfall quantity on the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S Spain). *Appl. Geochem.* 19, 561–574.
- Andreo, B., Vías, J., López-Geta, J.A., Carrasco, F., Durán, J.J., Jiménez, P., 2004. Propuesta metodológica para la estimación de la recarga en acuíferos carbonáticos. *Boletín Geológico y Min.* 115, 177–186.
- Andreu, J., 1983. Modelos agregados y distribuidos. Modelos unicelulares. Modelos Glover-Jenkins. Editado en “Utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas” por M. Varela, S.G.O.P., Madrid.
- Andreu, J., 1989. Manual de usuario del modelo OPTIRED de optimización de sistemas de recursos hidráulicos, DIHMA, Universidad Politécnica de Valencia, España.
- Andreu, J., 1994. Informe técnico sobre el trasvase del Tajo al Segura en el verano de 1994. Informe elaborado para el Sindicato Central de Regantes del Acueducto Tajo-Segura, Murcia. Inédito.
- Andreu, J., Capilla, J., 1993. Optimization and simulation models applied to the Segura water resources system. In: J.B. Marco, R. Harboe and J.D. Salas (Editors), *Stochastic Hydrology and its Use in Water Resources Systems Simulation and Optimization*. Kluwer Academic, Dordrecht, 14 pp.
- Andreu, J., Capilla, J., 1996. AQUIVAL: a GUI for groundwater modeling incorporated into the simulation of water resources systems. *Hydraulic Engineering Software VI*, ed: W.R. Blain, Computational Mechanics Publications.
- Andreu, J., Capilla, J., Ferrer, J., 1989. Manual de usuario del modelo SGC de simulación de sistemas de recursos hidráulicos, DIHMA, Universidad Politécnica de Valencia, España.
- Andreu, J., Capilla, J., Sanchís, E., 1991. AQUATOOL: a computer-assisted support system for water resources research management including conjunctive use. Chapter: “Decision Support Systems”. Edit. Daniel P. Loucks and Joao da Costa, vol. G26, pp. 333-355, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Andreu, J., Capilla, J., Sanchís, E., 1996. AQUATOOL, a generalized decision-support system for water-resources planning and operational management. *J. Hydrol.* 177, 269–291.
- Andreu, J., Gómez-Hernández, J.J., Marco, J.B., 1986. Modelo de optimización del sistema conjunto de los ríos Júcar y Turia. *Revista de obras públicas*. 123-132.
- Andreu, J., Haro, D., Solera, A., Paredes, J., Assimacopoulos, D., Wolters, W. et al., 2015. Drought indicators: monitoring, forecasting and early warning at the case study scale. *DROUGHT-R-SPI Technical Report no. 33*, Valencia, Spain.
- Andreu, J., Sahuquillo, A., 1987. Efficient aquifer simulation in complex systems. *J. Water Resour. Plan. Manag.* 113, 110–129.
- Andrews, F.T., Croke, B.F.W., Jakeman, A.J., 2011. An open software environment for hydrological model assessment and development. *Environ. Model. Softw.* 26, 1171–1185.
- Anibas, C., Buis, K., Verhoeven, R., Meire, P., Batelaan, O., 2011. A simple thermal mapping method for seasonal spatial patterns of groundwater-surface water interaction. *J. Hydrol.* 397, 93–104.

- Anibas, C., Fleckenstein, J.H., Volze, N., Buis, K., Verhoeven, R., Meire, P., Batelaan, O., 2009. Transient or steady-state? Using vertical temperature profiles to quantify groundwater-surface water exchange, *Hydrol. Process.* 23, 2165–2177.
- Ansted, D.T., 1857. On the geology of Malaga and the southern part of Andalusia. *Quart. Jour.*, 15: 585-604.
- Antigüedad, I, Cruz-San Julián, J., 1980. Estudio morfométrico de la cuenca del río Arratia (Vizcaya). *Boletín de la Real Sociedad Geográfica.* 66, 31-52.
- Appelo, C.A.J., Postma, D., 1993. *Geochemistry, Groundwater and Pollution.* Balkema, Rotterdam.
- Appleyard, S., 1995. The impact of urban development on recharge and groundwater quality in a coastal aquifer near Perth, Western Australia. *Hydrogeol. J.* 3, 65-75.
- Araguás Araguás, L.J., 2003. Identification of the mechanisms and origin of salinization of groundwater in coastal aquifers by isotope techniques. IGME (Ed.), *Tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos.* Alicante, Spain, pp. 365–371.
- Araral, E., Wang, Y., 2013. Water demand management: review of literature and comparison in South-East Asia. *Int. J. Water Resour. Dev.* 29, 434–450.
- Argamasilla, M., Andreo, B., 2014a. Resultados preliminares de la investigación hidrogeológica del acuífero aluvial de río Guadaiza (Marbella, España). II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas, 8-10 septiembre, Valencia, España.
- Argamasilla, M., Andreo, B., 2014b. An approach to assessing aquifer-river interactions at Marbella-Estepona Plio-Quaternary aquifers (Southern Spain). *Proc. of 41st International Conference of International Association of Hydrogeologist (IAH-2014) on Groundwater: Challenges and Strategies,* Marrakech, Morocco.
- Argamasilla, M., Andreo, B., 2015. Comparative study on groundwater quality of the coastal aquifers of Marbella – Estepona (Málaga province) during the years 2012/2013–2013/2014. A hydrochemical and isotopic approach. IGME (Ed.), *El Agua en Andalucía: El agua, clave medioambiental y socioeconómica,* pp. 183–192.
- Arnold, J.G., Allen, P.M., 1999. Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 35, 411–424.
- Assaf, H., van Beek, E., Borden, C., Gijsbers, P., Jolma, A., Kaden, S., Kaltofen, M., Labadie, J.W., Loucks, D.P., Quinn, N.W.T., Sieber, J., Sulis, A., Werick, W.J., Wood, D.M., 2008. Generic Simulation Models for Facilitating Stakeholder Involvement in Water Resources Planning and Management: A Comparison, Evaluation, and Identification of Future Needs, in: *Environmental Modelling, Software and Decision Support.* pp. 229–246.
- Atkins, M.L., Santos, I.R., Maher, D.T., 2016. Assessing groundwater-surface water connectivity using radon and major ions prior to coal seam gas development (Richmond River Catchment, Australia). *Appl. Geochemistry* 73, 35–48.
- Aunay, B., Dörfliger, N., Duvail, C., Grelot, F., Le Strat, P., Montginoul, M., Rinaudo, J.D., 2006. Hydro-socio-economic implications for water management strategies: the case of Roussillon coastal aquifer. *International Symposium – DARC Y 2006.* Dijon, Aquifer Systems Management.
- Ayterra, 2015. Elaboración de programas de actuación para la recuperación de varias masas de agua subterránea en la demarcación hidrográfica de las cuencas mediterráneas. ES060MSBT060.040 Marbella-Estepona. 72 pp.
- Azema, J., 1961. Etude géologique des abords de Málaga (Espagne). *Est. Geol.*, 17: 131-160.

- Babinger, F., 2012. El golf en España: la concentración social y territorial de un fenómeno que trasciende ampliamente lo deportivo. *Ería*, 88, 185-197.
- Back, W., Hanshaw, B.B., 1970. Comparison of chemical hydrogeology of the carbonate peninsulas of Florida and Yucatan. *J. Hydrol.* 10, 330–368.
- Back, W., Hanshaw, B.B., Pyle, T.E., Plummer, L.N., Weidie, A.E., 1979. Geochemical significance of groundwater discharge and carbonate solution to the formation of Caleta Xel Ha, Quintana Roo, Mexico. *Water Resour. Res.* 15 (6), 1521–1535.
- Balint, Z., Mutua, F.M., Muchiri, P., 2011. Drought Monitoring with the Combined Drought Index in Kenya. *Developments in Earth Surface Processes*. 16, 341-356.
- Baños, C.C., Vera, J.F., Díez, D., 2010. El abastecimiento de agua en los espacios y destinos turísticos de Alicante y Murcia. *Investigaciones Geográficas*. 51, 81–105.
- Barbaza, Y., 1966. *Le paysage humain de la Costa Brava*. París: Librairie Armand Colin.
- Barberá, J.A., 2014. Investigaciones hidrogeológicas en los acuíferos carbonáticos de la serranía de Ronda (Málaga). Tesis Doctoral. Universidad de Málaga (España). 620 pp.
- Barker, D., Beuerlein, J., Dorrance, A., Eckert, D., Easley, B., Hammond, R., Lentz, E., Lipps, P., Loux, M., Mullen, R., Sulc, M., Thomison, P., Watson, M., 2005. *Ohio Agronomy Guide*, 14th ed. The Ohio State Univ. Bull. 472 pp.
- Barlow, P.M., Reichard, E.G., 2010. Saltwater intrusion in coastal regions of North America. *Hydrogeol. J.* 18, 247–260.
- Barnes, C.J., Allison, G.B., 1988. Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. *J. Hydrol.* 100, 143–176.
- Barrett, M.H., Hiscock, K.M., Pedley, S., Lerner, D.N., Tellam, J.H., French, M.J., 1999. Marker species for identifying urban groundwater recharge sources: A review and case study in Nottingham, UK. *Water Res.* 33, 3083-3097.
- Baumann, D.D., Boland, J.J., Hanemann, W.M., 1998. *Urban Water Demand Management and Planning*. New York: McGraw-Hill.
- Baumeister, J.L., Hausrath, E.M., Olsen, A.A., Tschauner, O., Adcock, C.T., Metcalf, R.V., 2015. Biogeochemical weathering of serpentinites: an examination of incipient dissolution affecting serpentine soil formation. *Appl. Geochem.* 54, 74–84.
- Bazrafshan, J., Hejabi, S., Rahimi, J., 2014. Drought Monitoring Using the Multivariate Standardized Precipitation Index (MSPI). *Water Resour. Manag.* 28, 1045–1060.
- Bear, J.A., Cheng, H.D., Sorek, S., Ouazar, D., Herrera, I., 1999. *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers — Concepts, Methods and Practices*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands.
- Beck, M.B., 1987. Water quality modeling: A review of the analysis of uncertainty. *Water Resour. Res.* 23, 1393–1442.
- Beguiría, S., Vicente-Serrano, S.M., Reig, F., Latorre, B., 2014. Standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) revisited: Parameter fitting, evapotranspiration models, tools, datasets and drought monitoring. *Int. J. Climatol.* 34, 3001–3023.
- Beigl, P., Wassermann, G., Schneider, F., Salhofer, S., 2004. Forecasting municipal solid waste generation in major European cities. In: *iEMSs 2004 International Congress: Complexity and Integrated Resources Management*, Osnabruck, Germany.

- Bell, F.G., 1999. Geological hazards, their assessment, avoidance and mitigation. New York: Routledge, 216 pp.
- Benavente, J., Moral, F., Vallejos, A., y Pulido-Bosch, A., 2004. Hydrogeochemistry of karstic aquifers. IGME (Ed.), Investigaciones en sistemas kársticos españoles, pp. 139–159.
- Bencala, K.E., Walters, R.A., 1983. Simulation of solute transport in a mountain pool-and-riffle stream: A transient storage model. *Water Resour. Res.* 19, 718–724.
- Benkhelil, J., 1976. Etude néotectonique de la terminaison occidentale dans les Cordillères Bétiques (Espagne). Thèse de 3em cycle. Univ. Nice 180 pp.
- Bennett, T., 1998. Development and application of a continuous Soil Moisture Accounting algorithm for the Hydrologic Engineering Center Hydrologic Modeling System (HEC-HMS). Unpublished MS thesis. University Of California (Davis).
- Berengena, J., Gavilán, P., 2005. Reference Evapotranspiration Estimation in a Highly Advective Semiarid Environment. *J. Irrig. Drain. Eng.* 131, 147–163.
- Berhe, F.T., Melesse, A.M., Hailu, D., Sileshi, Y., 2013. MODSIM-based water allocation modeling of Awash River Basin, Ethiopia. *Catena* 109, 118–128.
- Berner, E.K., Berner, R.A., 1996. *Global Environment: Water, Air, and Geochemical Cycles*. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J.
- Beven, K., 1989. Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models. *J. Hydrol.* 105, 157–172.
- Beven, K., 2001. How far can we go in distributed hydrological modelling? *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 5, 1–12.
- Beven, K., Freer, J., 2001. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *J. Hydrol.* 249, 11–29.
- Beven, K.J., 1991. Hydrograph separation? In: *Proceedings of the BHS 3rd National Hydrology Symposium*, Southampton, UK.
- Beynon, M., Rasmequan, S., Russ, S., 2002. A new paradigm for computer-based decision support. *Decis. Support Syst.* 33, 127–142.
- Bhaskar, A.S., Welty, C., 2012. Water balances along an urban-to-rural gradient of metropolitan baltimore, 2001-2009. *Environ. Eng. Geosci.* 18, 37–50.
- Blumenthal, M., 1934. Remarques sur la stratigraphie des abords du Recoin de Flysch d'Estepona. *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 15, 226-228.
- Blaney, H.F., Criddle, W.D., 1950. Determining water requirements in irrigated area from climatological irrigation data, US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Tech. Pap. No. 96, 48 pp.
- BOE, 2008. Orden ARM/2656/2008, de 10 de septiembre, por la que se aprueba la instrucción de planificación hidrológica. *Boletín Oficial del Estado*. Madrid, España.
- BOE, 2016. Orden FOM/298/2016, de 15 de febrero, por la que se aprueba la norma 5.2 - I.C. drenaje superficial de la Instrucción de Carreteras. *Boletín Oficial del Estado*. Madrid, España.
- Bohdanowicz, P., Martinac, I., 2007. Determinants and benchmarking of resource consumption in hotels - case study of Hilton International and Scandic in Europe. *Energy Build.* 39, 82-95.
- BOJA, 2013. Orden de 2 de julio de 2013, por la que se dispone la publicación de las determinaciones de contenido normativo del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas

Andaluzas, aprobado por el Real Decreto 1331/2012, de 14 de septiembre. Boletín Oficial de la Junta de Andalucía, 138, pp. 67-289 <http://www.juntadeandalucia.es/boja/2013/138/16>

BOJA, 2016. Orden de 23 de febrero de 2016, por la que se dispone la publicación de las determinaciones de contenido normativo del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas, aprobadas por el Real Decreto 11/2016, de 8 de enero. Boletín Oficial de la Junta de Andalucía, 71, pp. 32-130 <http://www.juntadeandalucia.es/boja/2016/71/8>

Bossard, M., Feranec, J., Otahel, J., 2000. CORINE land cover technical guide - Addendum 2000. Technical Report, 40. 105 pp.

Bouchaou, L., Michelot, J.L., Qurtobi, M., Zine, N., Gaye, C.B., Aggarwal, P.K., Marah, H., Zerouali, A., Taleb, H., Vengosh, A., 2009. Origin and residence time of groundwater in the Tadla basin (Morocco) using multiple isotopic and geochemical tools. *J. Hydrol.* 379, 323–338.

Box, G.E.P., Jenkins, G.M., 1976. *Time Series Analysis, Forecasting and Control*. Revised ed. Holden-Day, San Francisco, California.

Brassington, F.C., Rushton, K.R., 1987. Rising water table in central Liverpool. *Q J Eng Geol.* 20, 151–158.

Bressers, H., Kuks, S., 2004. Governance of water resources. In: Bressers, H., Kuks, S. (Eds.), *Integrated Governance and Water Basin Management: Conditions for Regime Change and Sustainability* 41. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.

Bretagnolle, A., Guérois, M., Pavard, A., Gourdon, P., Zdanowska, N., Lizzi, L., 2016. Demographical Trajectories of European urban areas (1961-2011) (TRAVEDE). Research report, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne. 85 pp.

Briggs, M.A., Lautz, L.K., McKenzie, J.M., Gordon, R.P., Hare, D.K., 2012. Using high-resolution distributed temperature sensing to quantify spatial and temporal variability in vertical hyporheic flux. *Water Resour. Res.* 48, W02527.

Brooks, J.R., Wigington, P.J., Phillips, D.L., Comeleo, R., Coulombe, R., 2012. Willamette River Basin surface water isoscape ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$): temporal changes of source water within the river. *Ecosphere* 3 (5), art 39.

Buntfuss, J., 1970. Die Geologie des Küstenketten zwischen dem Río Guadalhorce und dem Campo de Gibraltar. *Geol. Jb.*, 88: 373-420.

Burnash, R.J.C., Ferrai, R.L., McGuire, R.A., 1973. Generalized stream flow simulation system: conceptual modelling for digital computers. US Dept. of Commerce, NWS, and California Dept. Water Resources, Sacramento, CA.

Burns, D. a., 2002. Stormflow-hydrograph separation based on isotopes: the thrill is gone - what's next? *Hydrol. Process.* 16, 1515–1517.

Butler, R., 1980. The concept of a tourism area cycle of evolution: Implications for management of resources. *Canadian Geographer.* 24 (1), 5–16.

Calvache, M.L., Ibáñez, S., Duque, C., Martín-Rosales, W., López-Chicano, M., Rubio, J.C., González, A., Viseras, C., 2009. Numerical modelling of the potential effects of a dam on a coastal aquifer in S. Spain. *Hydrol. Process.* 23, 1268–1281.

Calvache, M.L., Sánchez-Úbeda, J.P., Duque, C., López-Chicano, M., de la Torre, B., 2016. Evaluation of analytical methods to study aquifer properties with pumping tests in coastal aquifers with numerical modelling (Motril-Salobreña aquifer). *Water Resour. Manage.* 30, 559-575.

Cámara de Comercio de Mallorca Ibiza y Formentera, 2000. Informe Campos de Golf III. Dosis de Riegos. Cámara de Comercio. 4 pp. Palma de Mallorca.

- Campolongo, F., Saltelli, A., 1997. Sensitivity analysis of an environmental model: an application of different analysis methods. *Reliab. Eng. Syst. Saf.* 57, 49–69.
- Capaccioni, B., Didero, M., Paletta, C., Didero, L., 2005. Saline intrusion and refreshing in a multilayer coastal aquifer in the Catania plain (Sicily, Southern Italy): dynamics of degradation processes according to the hydrochemical characteristics of groundwaters. *J. Hydrol.* 307, 1–16.
- CAPJA, 1984. Estudio de gestión de recursos hídricos para uso agrícola en Andalucía. Convenio de investigación entre la Universidad de Córdoba y la Consejería de Agricultura y Pesca de la Junta de Andalucía.
- Cariboni, J., Gatelli, D., Liska, R., Saltelli, A., 2007. The role of sensitivity analysis in ecological modelling. *Ecol. Modell.* 203, 167–182.
- Carol, E., Kruse, E., Mas-Pla, J., 2009. Hydrochemical and isotopical evidence of groundwater salinization processes on the coastal plain of Samborombón Bay, Argentina. *J. Hydrol.* 365, 335–345.
- Carrasco, F., 1986. Contribución al conocimiento de la cuenca alta del río Guadalhorce: el medio físico. Hidrogeoquímica. Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 435 pp.
- Carvajal, C., Navarro, E., 2014. Estudio sobre la población real de Benahavís. Revisión – adaptación Plan General de Ordenación Urbanística del municipio de Benahavís. Anexo VI, Estudio de población real. Proyecciones demográficas. Sociedad de Planificación y Desarrollo (SOPDE). 67 pp.
- Castaño-Castaño, S., Murillo, J.M., Rodríguez-Hernández, L., 2000. Establecimiento de reglas de operación y recomendaciones de gestión de los recursos hídricos de la Marina Baja de Alicante mediante el empleo de un modelo matemático de simulación conjunta. *Boletín Geológico y Minero.* 111, 95-118.
- Castillo, E., Morell, I., 1988. La hidroquímica en los estudios de intrusión marina en los acuíferos españoles. *TIAC'88*, pp. 19–73.
- Catelli, C., Pani, G., Todini, E., 1998. FLOODSS, Flood operational DSS, in: Balabanis, P., Bronstert, A., Casale, R., Samuels, P. (Eds.), *Ribamod: River Basin Modelling, Management and Flood Mitigation*.
- CEDEX, 2012. Estudio de los impactos del cambio climático en los recursos hídricos y las masas de agua. Clave CEDEX: 43-308-5-001. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, Secretaría de Estado de Medio Ambiente, Dirección General del Agua. 263 pp.
- Celle-Jeanton, H., Travi, Y., Blavoux, B., 2001. Isotopic typology of the precipitation in the Western Mediterranean region at the three different time scales. *Geophys. Res. Lett.* 28, 1215–1218.
- CETaqua, 2012. AquaStoRe: decision support tool for the evaluation of aquifer storage and recovery potential sites. User's guide. R+i Alliance. Inédito.
- Chamón Cobos, C., Estévez González, C., Piles Mateo, E., 1977. Mapa Geológico de España, Escala 50.000. IGME, Hoja 1072. Estepona.
- Chan, W., Wong, K., Lo, J., 2009. Hong Kong Hotels' Sewage: Environmental Cost and Saving Technique. *J. Hosp. Tour. Res.*
- Chapman, T., 1999. A comparison of algorithms for streamflow recession and baseflow separation. *Hydrol. Process.* 13, 701–714.
- Chapman, T., Maxwell, A., 1996. Baseflow Separation - Comparison of Numerical Methods with Tracer Experiments, in: 23rd Hydrology and Water Resources Symposium. pp. 539–545.
- Chen, Z., Hartmann, A., Goldscheider, N., 2017. A new approach to evaluate spatiotemporal dynamics of controlling parameters in distributed environmental models. *Environ. Model. Softw.* 87, 1–16.

CHJ (Confederación Hidrográfica del Júcar), 2005. Informe para la Comisión Europea sobre los artículos 5 y 6 de la Directiva Marco del Agua.

Chorley, R.J., 1957. Illustrating the Laws of Morphometry. *Geol. Mag.* 94, 140.

CHS, 1996. Estudio sobre disponibilidades, regulación y balances hidráulicos de la cuenca del Segura. Desarrollado por EPTISA para la Confederación Hidrográfica del Segura. Inédito.

Clarke, J.I., 1996. Morphometry from maps. *Essays in geomorphology*. Elsevier Publ. Co., New York, pp. 235-274.

Cloutier, V., Lefebvre, R., Therrien, R., Savard, M.M., 2008. Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system. *J. Hydrol.* 353, 294–313.

CMA, 2005. Base cartográfica SIOSE Andalucía integrado. Escala 1:10.000. Provincia de Málaga. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía.

CMA, 2006. Inventario de piscinas y zonas verdes de la Costa del Sol (Málaga). Cartografía e información obtenida a partir de imágenes satélite IKONOS, escala 1:5.000. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía.

CMAOT, 2016. Análisis físico-químicos y biológicos sobre la Red de Control de Calidad de las Aguas de las Demarcaciones Hidrológicas Intracomunitarias. Visor cartográfico de la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, Junta de Andalucía. http://laboratorioediam.cica.es/Visor_DMA/ (30.06.16).

Cobos, A., Andreo, B., Perles, M.J., 2004. Análisis cuantitativo preliminar de la cuenca hidrográfica del Río Grande (Málaga) mediante la utilización de sistemas de información geográfica. *Geogaceta*, vol. 36: 135-138.

Colyer, P., 1983. Urban hydrology and catchment research in the United Kingdom—Progress since 1979. In Delleur, J. W. and Torno, H. C. (Editors), *Urban Hydrology: Proceedings International Symposium: American Society Civil Engineers, Baltimore, MD*, pp. 38–53.

Constantz, J., Cox, M.H., Su, G.W., 2003. Comparison of Heat and Bromide as Ground Water Tracers Near Streams. *Ground Water* 41, 647–656.

Contreras, F., 2005. Guía para el riego del césped en jardines de la región de Murcia. Instituto Murciano de Investigación y Desarrollo Agrario y Alimentario (IMIDA). 6 pp.

Cook, P.G., Lamontagne, S., Berhane, D., Clark, J.F., 2006. Quantifying groundwater discharge to Cockburn River, southeastern Australia, using dissolved gas tracers ^{222}Rn and SF_6 . *Water Resour. Res.* 42, W10411.

Courtney, J.F., 2001. Decision making and knowledge management in inquiring organizations: Toward a new decision-making paradigm for DSS. *Decis. Support Syst.* 31, 17–38.

Cousin, I., Nicoullaud, B., Coutadeur, C., 2003. Influence of rock fragments on the water retention and water percolation in a calcareous soil. *Catena* 53, 97–114.

Crago, R.D., Brutsaert, W., 1992. A comparison of several evaporation equations. *Water Resour. Res.* 28, 951–954.

Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1702–1703.

Craig, H., Gordon, L.I., Horibe, Y., 1963. Isotopic exchange effects in the evaporation of water: 1. Low-temperature experimental results. *J. Geophys. Res.* 68, 5079–5087.

Cranswick, R.H., Cook, P.G., Lamontagne, S., 2014. Hyporheic zone exchange fluxes and residence times inferred from riverbed temperature and radon data. *J. Hydrol.* 519, 1870–1881.

- Crawford, N.H., Linsley, R.K., 1966. Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV. *Contemp. Hydrol.*
- Cruz-San Julián, J., Araguás, L., Rozanski, K., Benavente, J., Cardenal, J., Hidalgo, M.C., GarcíaLópez, S., Martínez-Garrido, J.C., Moral, F., y Olias, M., 1992. Sources of precipitation over South-Eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. *Tellus*. 44B, 226–236.
- Cruz-San Julián, J., Sáenz, F., 1980. Análisis cuantitativo de la red de drenaje de la cuenca alta del río Nervión. *Kobie (Ser. Ciencias Naturales)*. 10, 39-52.
- Cruz-San Julián, J., Tamés, P., 1983. Análisis cuantitativo de la red de drenaje de la cuenca del río Deba. *Lurralde*. 6, 95-117.
- CTD, 2015. Balance del Año Turístico en Andalucía. Publicación Ofical de la Consejería de Turismo y Deporte, Junta de Andalucía.
- Cubillo, F., Moreno, T., Ortega, S., 2008. Microcomponentes y factores explicativos del consumo doméstico de agua en la Comunidad de Madrid. Cuadernos de I+D+I. Canal de Isabel II. 207 pp.
- Custodio, E., 1997. Seawater Intrusion in Coastal Aquifers, Guidelines for Study, Monitoring and Control, Water Report No. 11. Food and Agriculture Organization of the United Nation, Rome, Italy.
- Custodio, E., Llamas, M.R., 1983. Hidrología subterránea, tomo I [Groundwater Hydrology, Vol I]. Ediciones Omega, Barcelona.
- Da Silva, L., Park, J.R., Keatinge, J.D.H., Pinto, P.A., 2001. The use of the DSSIPM in the Alentejo region of southern Portugal. *Agric. Water Manag.* 51, 203–215.
- Dabrio, C.J., López-Garrido, A.C., 1978. Informe Sedimentológico. Hoja 15-46 MAGNA Estepona. Departamento de Estratigrafía, Universidad de Granada, 46 pp.
- Daniele, L., Vallejos, Á., Corbella, M., Molina, L., Pulido-Bosch, A., 2013. Hydrogeochemistry and geochemical simulations to assess water-rock interactions in complex carbonate aquifers: the case of Aguadulce (SE Spain). *Appl. Geochem.* 29, 43–54.
- Daughney, C.J., Morgenstern, U., van der Raaij, R., Reeves, R.R., 2010. Discriminant analysis for estimation of groundwater age from hydrochemistry and well construction: application to New Zealand aquifers. *Hydrogeol. J.* 18, 417–428.
- Davies, H., Hollis, T., 1981. Measurements of rainfall runoff volume relationships and water balance for roofs and roads. In Yen, B. C. (Editor), *Urban Storm Water Hydraulics and Hydrology: Second International Conference Urban Storm Drainage*, University of Illinois, Urbana, IL, pp. 434–443.
- Davis, S.N., Whittemore, D.O., Fabryka-Martin, J., 1998. Uses of chloride/bromide ratios in studies of potable water. *Ground Water* 36, 338–350.
- De la Rosa, D., 1984. Catálogo de suelos de Andalucía. Agencia de Medio Ambiente. Junta de Andalucía, Sevilla, Vol. 3, 271 pp.
- de Montety, V., Radakovitch, O., Vallet-Coulomb, C., Blavoux, B., Hermitte, D., Valles, V., 2008. Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer: case of the Rhône delta (Southern France). *Appl. Geochem.* 23, 2337–2349.
- Delft Hydraulics, 2006. In: Voinov, A., Jakeman, A.J., Rizzoli, A.E. (Eds.), *Proceedings of the IEMSs Third Biennial Meeting: "Summit on Environmental Modelling and Software"*. International Environmental Modelling and Software Society, Burlington, Vermont, USA.
- Demaria, E.M., Nijssen, B., Wagener, T., 2007. Monte Carlo sensitivity analysis of land surface parameters using the Variable Infiltration Capacity model. *J. Geophys. Res.* 112, 1–15.

Deyà Tortella, B., Tirado, D., 2011. Hotel water consumption at a seasonal mass tourist destination. The case of the island of Mallorca. *J. Environ. Manage.* 92, 2568–2579.

DGOH, 1995. Emplazamiento de captaciones para la planta desaladora del río Verde (Marbella). Informe técnico. 55 pp.

DGOH-ITGE, 1988. Delimitación de las unidades hidrogeológicas del territorio peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características. Centro de documentación del IGME, Madrid. 165 pp.

Didon, J., 1969. Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). Thésis, Univ. Paris, 539 pp.

Didon, J., Durand-Delga, M., Kornprobst, J., 1973. Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull.Soc. Geol.France* (7), 15: 77-105.

DINA-MAR, 2010. DINA-MAR. La gestión de la recarga artificial de acuíferos en el marco del desarrollo sostenible. Desarrollo tecnológico. Coord. Enrique Fdez. Escalante. Serie Hidrogeología Hoy, nº 6. Método Gráfico, Madrid, 496 pp.

Doherty, J., 2002. PEST: Model Independent Parameter Estimation, User Manual, forth ed. Watermark Numerical Computing, Corinda, Australia.

Doherty, J., Johnston, J.M., 2003. Methodologies for calibration and predictive analysis of a watershed model. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 39, 251–265.

Domene, E., Saurí, D., 2006. Urbanisation and water consumption: influencing factors in the metropolitan region of Barcelona. *Urban Stud.* 43, 1605–1623.

Domene, E., Saurí, D., Parés, M., 2005. Urbanization and sustainable resource use: the case of garden watering in the metropolitan region of Barcelona. *Urban Geogr.* 26, 520–535.

Domingo, F., Villagarcía, L., Boer, M.M., Alados-Arboledas, L., Puigdefábregas, J., 2001. Evaluating the long-term water balance of arid zone stream bed vegetation using evapotranspiration modelling and hillslope runoff measurements. *J. Hydrol.* 243, 17–30.

DPA-IGME, 2010. Desarrollo sostenible, uso conjunto y gestión integral de recursos hídricos. Estudios y actuaciones realizadas en la provincia de Alicante. Diputación provincial de Alicante e Instituto Geológico Minero y España, 397 págs.

DPM-IGME-GHUMA, 2007. Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga. Diputación Provincial de Málaga; Instituto Geológico y Minero de España; Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. 3 tomos. 704 pp.

Draper, D., 1997. Touristic Development and Water Sustainability in Banff and Canmore, Alberta, Canada. *J. Sustain. Tour.* 5, 183–212.

Dripps, W.R., 2003. The spatial and temporal variability of groundwater recharge within the Trout Lake basin of northern Wisconsin: Madison, Wis., University of Wisconsin, Ph.D. dissertation, 231 pp.

Dripps, W.R., Bradbury, K.R., 2007. A simple daily soil-water balance model for estimating the spatial and temporal distribution of groundwater recharge in temperate humid areas. *Hydrogeol. J.* 15, 433–444.

Driscoll, F.G., 1986. Groundwater and Wells, 2nd Edition, Book. 1089 pp.

Droogers, P., Allen, R.G., 2002. Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrig. Drain. Syst.* 16, 33–45.

Dunn, S.M., Mackay, R., Adams, R., Oglethorpe, D.R., 1996. The hydrological component of the NELUP decision support system: an appraisal. *J. Hydrol.* 177, 213–235.

- Durán, J.J., Fernández, M.L., López-Geta, J.A., Materos, R.M., Robledo, P., 2001. Las aguas subterráneas y los campos de golf. Una aproximación integradora. En: V Simposio sobre el agua en Andalucía, Almería, 25-28 septiembre, España.
- Eckhardt, K., 2005. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrol. Process.* 19, 507–515.
- Eckhardt, K., 2008. A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *J. Hydrol.* 352, 168–173.
- Ecologic, 2007. Final Report. EU Water Saving Potential (Part 1-Report) ENV.D.2/ETU/2007/0001r. Institute for International and European Environmental Policy.
- Edijatno, 1991. Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. PhD Thesis. Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 242 pp.
- Edijatno, De Oliveira Nascimento, N., Yang, X., Makhoul, Z., Michel, C., 1999. GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrol. Sci. J.* 44, 263–277.
- Edmunds, W.M., Shand, P., Hart, P., Ward, R.S., 2003. The natural (baseline) quality of groundwater: A UK pilot study. *Sci. Total Environ.* 310, 25–35.
- El Moujabber, M., Bou Samra, B., Darwish, T., Atallah, T., 2006. Comparison of different indicators for groundwater contamination by seawater intrusion on the Lebanese coast. *Water Resour. Manag.* 20, 161–180.
- El Yaouti, F., El Mandour, A., Khattach, D., Benavente, J., Kaufmann, O., 2009. Salinization processes in the unconfined aquifer of Bou-Areg (NE Morocco): a geostatistical, geochemical, and tomographic study. *Appl. Geochem.* 24, 16–31.
- Escorza Doblas, F., 2001. El turismo de golf en la Costa del Sol: Análisis geográfico. Diputación Provincial de Málaga. 299 pp.
- Espadafor, M., Lorite, I.J., Gavilán, P., Berengena, J., 2011. An analysis of the tendency of reference evapotranspiration estimates and other climate variables during the last 45 years in Southern Spain. *Agric. Water Manag.* 98, 1045–1061.
- Essex, S., Kent, M., Newnham, R., 2004. Tourism Development in Mallorca: Is Water Supply a Constraint? *J. Sustain. Tour.* 12, 4–28.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Tubía, J.M., Liatí, A., Seward, D., Gebauer, D., 2007. Timing and origin of zircon-bearing chlorite schists in the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Southern Spain). *Lithos* 99, 121–135.
- Estrela, T., Quintas, L., 1996. El sistema integrado de modelización precipitación-aportación SIMPA. *Ingeniería Civil*, 104, 43–52.
- Eugster, H.P., Maglione, G., 1979. Brines and evaporites of the Lake Chad basin, Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 973–981.
- EUPG (Escuela Universitaria Politécnica de Girona), 1987. Estudi estadístic informàtic de l'índex ocupacional. 1987,1988. Patronat de Turisme Costa Brava. Girona.
- European Commission, 2004. Groundwater management of coastal karstic aquifers. *Cost Environ. Action* 621 (Luxembourg).
- Falk, J., Niemczynowicz, K., 1978. Characteristics of the above-ground runoff in sewer catchments. In Helliwell, and P. (Editors), *Urban Storm Drainage*: Pentech Press, London, pp. 159–171.
- Fantoni, D., Brozzo, G., Canepa, M., Cipolli, F., Marini, L., Ottonello, G., Zuccolini, M., 2002. Natural hexavalent chromium in groundwaters interacting with ophiolitic rocks. *Environ. Geol.* 42, 871–882.

- Farahmand, A., AghaKouchak, A., 2015. A generalized framework for deriving nonparametric standardized drought indicators. *Adv. Water Resour.* 76, 140–145.
- Federer, C.A., Vörösmarty, C., Fekete, B., 1996. Intercomparison of methods for calculating potential evaporation in regional and global water balance models. *Water Resour. Res.* 32, 2315–2321.
- Fedra, K., 1994. GIS and environmental modeling, in: Goodchild, M.F., Parks, B.O., Steyaert, L.T. (Eds.), *Environmental Modeling with GIS*. Oxford university press, Oxford.
- FENACORE, 2005. Federación Nacional de Comunidades de Regantes. Dossier de prensa 2005. España.
- Ferguson, G., Gleeson, T., 2012. Vulnerability of coastal aquifers to groundwater use and climate change. *Nat. Clim. Chang.* 2, 342–345.
- Fernández-Chacón, F., Benavente, J., Rubio-Campos, J.C., Kohfahl, C., Jiménez, J., Meyer, H., Hubberten, H., Pekdeger, A., 2010. Isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) of precipitation and groundwater in a semi-arid, mountainous area (Guadiana Menor basin, Southeast Spain). *Hydrol. Process.* 24, 1343–1356.
- Fernández-Escalante, E., San Miguel, M.A., Sánchez, F., 2014. El hidrogeoportal DINA-MAR. Aplicación en soporte GIS para determinar zonas susceptibles de aplicar técnicas de recarga gestionada en España. *Boletín Geológico y Minero.* 125, 341–368.
- Fidelibus, M.D., Giménez, E., Morell, I., Tulipano, L., 1993. Salinization process in the Castellon Plain aquifer (Spain). In: Custodio, E., Galofré, A. (Eds.), *Study and Modelling of Saltwater Intrusion Into Aquifers*. Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería, Barcelona, pp. 267–283.
- Fisher, R.S., Mullican III, W.F., 1997. Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodium-chloride groundwater beneath the northern Chihuahuan Desert, Trans-Pecos, Texas, USA. *Hydrogeol. J.* 5, 4–16.
- Fleming, M.J., Doan, J.H., 2009. Geospatial Hydrologic Modeling extension for HEC-HMS, US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, HEC, Washington D.C., USA.
- Foster, S.S.D., 1990. Impacts of urbanization on groundwater. *Hydrological Processes and Water Management in Urban Areas*, IAHS Publ. 198, 187–207.
- Foster, S.S.D., Morris, B.L., Chilton, P.J., 1999. Groundwater in urban development – a review of linkages and concerns. In: Ellis JB (ed) *Impacts of urban growth on surface water and groundwater quality*. IAHS Publ. 259, 3–12.
- Franchini, M., Pacciani, M., 1991. Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models. *J. Hydrol.* 122, 161–219.
- Freer, J., Beven, K., Ambrose, B., 1996. Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data: An application of the GLUE approach. *Water Resour. Res.* 32 (7), 2161–2173.
- Frère, M., Popov, G.F., 1979. Agrometeorological Crop Monitoring and Forecasting. FAO Plant Production and Protection Paper No. 17. FAO, Rome, Italy, pp. 67.
- Fritz, P., Suzuki, O., Silva, C., Salati, E., 1981. Isotope hydrology of groundwaters in the Pampa del Tamarugal, Chile. *J. Hydrol.* 53, 161–184.
- Gabaix, X., Ioannides, Y.M., 2004. The Evolution of City Size Distributions, in: *Handbook of Regional and Urban Economics*. pp. 2341–2378.
- Gabarda-Mallorquí, A., Ribas Palom, A., 2016. Understanding reductions in water consumption in tourist areas: a case study of the Costa Brava, Spain. *Int. J. Water Resour. Dev.* 32, 1–19.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., Allègre, C.J., 1999. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chem. Geol.* 159, 3–30.

- Galacho, F.B., Luque, A.M., 2000. La dinámica del paisaje en la Costa del Sol desde la aparición del turismo, Baetica, nº22, pp. 25-58.
- García, A., Sainz, A., Revilla, J.A., Álvarez, C., Juanes, J.A., Puente, A., 2008. Surface water resources assessment in scarcely gauged basins in the north of Spain. *J. Hydrol.* 356, 312–326.
- García, S., Reynaud, A., 2004. Estimating the benefits of efficient water pricing in France. *Resour. Energy Econ.* 26, 1–25.
- García, X., Ribas, A., Llausàs, A., Saurí, D., 2013. Socio-demographic profiles in suburban developments: Implications for water-related attitudes and behaviors along the Mediterranean coast. *Appl. Geogr.* 41, 46–54.
- García-Fresca, B., 2004. Urban Effects on Groundwater Recharge in Austin, Texas: Unpublished M.S. thesis, Department of Geological Sciences, The University of Texas, Austin, TX, 173 pp.
- García-Fresca, B., Sharp, J.M., 2005. Hydrogeologic considerations of urban development: Urban-induced recharge. *Rev. Eng. Geol.* 16, 123–136.
- García-Salazar, J.A., Mora-Flores, J.S., 2008. Tarifas y consumo de agua en el sector residencial de la Comarca Lagunera. *Región y Sociedad.* XX (42), 119–132.
- Gargini, A., De Nardo, M. T., Piccinini, L., Segadelli, S., Vincenzi, V., 2014. Spring discharge and groundwater flow systems in sedimentary and ophiolitic hard rock aquifers: Experiences from northern Apennines (Italy). In J. M. Sharp (Ed.), *I.A.H. Series n°20 Fractured rock hydrogeology*. pp. 129–146.
- Garrels, R.M., Mackenzie, F.T., 1967. Origin of the chemical composition of some springs and lakes, in: Stumm, W. (Ed.), *Equilibrium concepts in natural water systems*, *Advances In Chemistry Series*, American Chemical Society, 12, 222-242.
- Garrote, L., Iglesias, A., Moneo, M., Garrido, A., Gómez, A., Lapeña, A., Benbeniste, S., Cubillo, F., Ibáñez, J.C., 2007. Application of the drought management guidelines in Spain. *Options Méditerranéennes.* 58, 373–406.
- Gat, J.R., Tzur Y., 1967. Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. En: *Proceedings Symposium Isotopes in Hydrology*, International Atomic Energy Agency, Vienna: 49–60.
- Gat, J.R., Carmi, I., 1970. Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *J. Geophys. Res.* 75 (15), 3039–3048.
- Gat, J.R., Matsui, E., 1991. Atmospheric water balance in the Amazon basin: An isotopic evapotranspiration model. *J. Geophys. Res.* 96, 179-188.
- Gat, J.R., Shemesh, A., Tziperman, E., Hecht, A., Georgopoulos, D., Basturk, O., 1996. The stable isotope composition of waters of the eastern Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.* 101, 6441–6451.
- Gavilán, P., Lorite, I.J., Tornero, S., Berengena, J., 2006. Regional calibration of Hargreaves equation for estimating reference ET in a semiarid environment. *Agric. Water Manag.* 81, 257–281.
- Gavilán, P.D., Berengena, J., 2000. Comportamiento de los métodos de Penman–FAO y Penman–Monteith–FAO en el valle medio del Guadalquivir. En: *Comunicaciones del XVIII Congreso Nacional de Riegos*, Huelva, España.
- Geoconyka, S.L., 2008. Métodos estadísticos para el cálculo estimativo de la denominada población flotante. 11 pp.
- GEYTEX, 1994. Estudio hidrogeológico y geofísico para el emplazamiento de una captación de aguas subterráneas en la urbanización Marbella del Este, Marbella, Málaga. Informe inédito.

- Ghabayen, S.M.S., McKee, M., Kemblowski, M., 2006. Ionic and isotopic ratios for identification of salinity sources and missing data in the Gaza aquifer. *J. Hydrol.* 318, 360–373.
- Gibbs, W., Maher, J.V., 1967. Rainfall deciles as drought indicators. Bureau of Meteorology, Melbourne.
- Gikas, P., Angelakis, A.N., 2009. Water resources management in Crete and in the Aegean Islands, with emphasis on the utilization of non-conventional water sources. *Desalination.* 248, 1049–1064.
- Gil, A., Hernández, M., Morote, A.F., Rico, A.M., Saurí, D., March, H., 2015. Tendencias del consumo de agua potable en la Ciudad de Alicante y Área Metropolitana de Barcelona, 2007–2013. Hidraqua, Gestión Integral de Aguas de Levante S.A. y la Universidad de Alicante.
- Giménez, E., Morell, I., 1997. Hydrogeochemical analysis of salinization processes in the coastal aquifer of Oropesa (Castellon, Spain). *Environ. Geol.* 29, 118–131.
- Girard, G., Ledoux, E., Villeneuve, J.P., 1981. Le modèle couple: simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. *Cahiers ORSTROM, série hydrologie*, XVIII (4).
- Göbel, P., Stubbe, H., Weinert, M., Zimmermann, J., Fach, S., Dierkes, C., Kories, H., Messer, J., Mertsch, V., Geiger, W.F., Coldewey, W.G., 2004. Near-natural stormwater management and its effects on the water budget and groundwater surface in urban areas taking account of the hydrogeological conditions. *J. Hydrol.* 299, 267–283.
- Gómez Zotano, J., 2006. El paisaje de la colonia agrícola de San Pedro Alcántara, (Provincia de Málaga). Bases naturales y reconstrucción histórica a través del catastro. *Cuadernos Geográficos (Universidad de Granada)*, 38, 111-170.
- Gompertz, B., 1825. On the nature of the function expressive of the law of human mortality, and on a new mode of determining the value of life contingencies. *Philos. Trans. R. Soc. B Biol. Sci.* 115, 513–583.
- Gonfiantini, R., 1986. Environmental Isotopes in Lake Studies, in: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Volume 2: The Terrestrial Environment B. pp. 113–168.
- Gorry, G.A., Morton, M.S.S., 1971. A framework for management information systems. *Sloan Manage. Rev.* 13, 55–70.
- Gössling, S., 2001. The consequences of tourism for sustainable water use on a tropical island: Zanzibar, Tanzania. *J. Environ. Manage.* 61, 179–191.
- Gössling, S., 2015. New performance indicators for water management in tourism. *Tour. Manag.* 46, 233–244.
- Gottfried, B.S., 2000. Spreadsheet tools for engineers: EXCEL 2000 Version, McGraw–Hill, New York.
- Grapes, T.R., Bradley, C., Petts, G.E., 2005. Dynamics of river-aquifer interactions along a chalk stream: The River Lambourn, UK. *Hydrol. Process.* 19, 2035–2053.
- Gravelius, H., 1914. *Grundrifi der gesamten Gewässerkunde. Band I: Flufikunde (Compendium of hydrology, vol I. Rivers, in German).* Germany, Goschen, Berlin.
- Grayson, R.B., Moore, I.D., McMahon, T.A., 1992. Physically based hydrologic modeling: 1. A terrain-based model for investigative purposes. *Water Resour. Res.* 28, 2639–2658.
- Gregory, K.J., Walling, D.E., 1973. *Drainage Basin Form and Process.* Edward Arnold, London.
- Grenon, M., Batisse, M., 1989. Futures for the Mediterranean Basin: the Blue Plan. *Futur. Mediterr. Basin Blue Plan.*

- Greswell, R.B., Lloyd, J.W., Lerner, D.N., Knipe, C.V., 1994. Rising groundwater in the Birmingham area. In: Wilkinson, W.B. (ed.) *Groundwater Problems in Urban Areas*. Proceedings of Conference of the Institution of Civil Engineers, London, pp. 330–341.
- Grismer, M.E., Orang, M., Snyder, R., Matyac, R., 2002. Pan Evaporation to Reference Evapotranspiration Conversion Methods. *J. Irrig. Drain. Eng.* 128, 180–184.
- Groen, J., Velstra, J., Meesters, A.G.C.A., 2000. Salinization processes in paleowaters in coastal sediments of Suriname: evidence from $\delta^{37}\text{Cl}$ analysis and diffusion modelling. *J. Hydrol.* 234, 1–20.
- Groenewold, G.H., Rehm, B.W., Cherry, J.A., 1981. Depositional setting and groundwater quality in coal-bearing sediments and soils in western North Dakota. In: Ethridge, F.G., Flores, R.M. (Eds.), *Recent and Ancient Non-marine Depositional Environments: Models for Exploration*. SEPM Spec Publ Vol. 31, pp. 157–167.
- Grubb, H., Robson, A., 2000. Exploratory/visual analysis. In: *Detecting Trend and Other Changes in Hydrological Data* (ed. by Z. W. Kundzewicz & A. Robson), 19–47. World Climate Programme—Water, World Climate Data and Monitoring Programme, WCDMP-45, WMO/TD no. 1013. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Guerra-Merchán, A., 1997. Registro sedimentario de la transgresión pliocena al sur de Sierra Bermeja (Cordillera Bética, Mediterráneo occidental). *Cuadernos de Geología Ibérica*. 22, 103–120.
- Guerra-Merchán, A., Palmqvist, P., Lozano-Francisco, M.C., Vera-Peláez, J.L., Triviño Rodríguez, A., 1996. Análisis sedimentológico y paleoecológico del yacimiento de Parque Antena (Estepona Málaga). *Rev. Esp. Paleont.* 11, 226–234.
- Guerra-Merchán, A., Serrano, F., Hlila, R., El Kadiri, K., Sanz de Galdeano, C., Garcés, M., 2014. Tectono-sedimentary evolution of the peripheral basins of the Alboran Sea in the arc of Gibraltar during the latest Messinian-Pliocene. *J. Geodyn.* 77, 158–170.
- Guerra-Merchán, A., Serrano, F., Ramallo, D., 2002. Evolución sedimentaria y paleogeográfica pliocena del borde septentrional de la cuenca de Alborán en el área de Estepona (provincia de Málaga, Cordillera Bética). *Pliocénica*. 2, 31–43.
- Guttman, N.B., 1998. Comparing the palmer drought index and the standardize precipitation index. *Journal Am. Water Resour. Assoc.* 34, 113–121.
- Guttman, N.B., 1999. Accepting the Standardized Precipitation Index: a Calculation Algorithm. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 35, 311–322.
- GWP/Plan Bleu, 2012. *Méditerranée, les perspectives du Plan Bleu sur l'Environnement et le Développement*. Ed. de l'Aube, France. 427 pp.
- Hadjikakou, M., Chenoweth, J., Miller, G., 2013. Estimating the direct and indirect water use of tourism in the eastern Mediterranean. *J. Environ. Manage.* 114, 548–556.
- Hamele, H., Eckardt, S., 2006. Environmental initiatives by European tourism businesses. Instruments, indicators and practical examples, ECOTRANS, Germany.
- Hamm, S.Y., Cheong, J.Y., Jang, S., Jung, C.Y., Kim, B.S., 2005. Relationship between transmissivity and specific capacity in the volcanic aquifers of Jeju Island, Korea. *J. Hydrol.* 310, 111–121.
- Hamon, W.R., 1963. Computation of direct runoff amounts from storm rainfall. *Gen. Assem. Berkeley, Symp. Surf. Waters*, pp. 52–62.
- Hanak, E., Lund, J., Dinar, a, Gray, B., Howitt, R., Mount, J., Moyle, P., Thomposn, B., 2011. *Managing California's Water: From Conflict to Reconciliation*. Public Policy Institute of California.

- Hansen, D.P., Ye, W., Jakeman, A.J., Cooke, R., Sharma, P., 1996. Analysis of the effect of rainfall and streamflow data quality and catchment dynamics on streamflow prediction using the rainfall-runoff model IHACRES. *Environ. Softw.* 11, 193–202.
- Hantke-Domas, M., Jouravlev, A., 2011. Lineamientos de política pública para el sector de agua potable y saneamiento. Comisión Económica para América Latina y el Caribe (CEPAL). 58 pp.
- Hao, Z., AghaKouchak, A., 2013. Multivariate Standardized Drought Index: A parametric multi-index model. *Adv. Water Resour.* 57, 12–18.
- Hardie, L.A., Eugster, H.P., 1970. The evolution of closed-basin brines. *Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.* 3, 273–290.
- Hargreaves, G.H., Samani, Z. a., 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Appl. Eng. Agric.* 1, 96–99.
- Harrington, G.A., Payton Gardner, W., Munday, T.J., 2013. Tracking Groundwater Discharge to a Large River using Tracers and Geophysics. *Groundwater*. 52 (6), 837–852.
- Harvey, J.W., Bencala, K.E., 1993. The Effect of streambed topography on surface-subsurface water exchange in mountain catchments. *Water Resour. Res.* 29, 89–98.
- Harvey, J.W., Wagner, B., Bencala, K.E., 1996. Evaluating the reliability of the stream tracer approach to characterize stream-subsurface water exchange. *Water Resour. Res.* 32, 2441–2451.
- Healy, R.W., 2010. Estimating Groundwater Recharge. Cambridge University Press, Cambridge.
- Helton, J.C., Davis, F.J., 2002. Illustration of Sampling Based Methods for Uncertainty and Sensitivity Analysis. *Risk Anal.* 22, 591–622.
- Henin, S., Gras, R., Monnier, G., 1972. El perfil cultural. El estado físico del suelo y sus consecuencias agronómicas. Ed. Mundi-Prensa. Madrid. 340 pp.
- Hernando, A., Hernando, R., Plastino, A., 2013. Space – time correlations in urban sprawl. *J. R. Soc. Interface.* 11, 1–6.
- Hewlett, J.D., Hibbert, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *For. Hydrol.* 275–290.
- Hidrosur, 2016. Sistema Automático de Información Hidrológica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas. Dirección General de Infraestructuras y Explotación del agua, Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, Junta de Andalucía. Solicitud de información en <http://www.redhidrosurmedioambiente.es/saih/contacto>
- Hill, T., Lewicki, P., 2006. Statistics: methods and applications. A comprehensive reference for science, industry, and data mining. Discriminant Function Analysis Chapter 13, StatSoft, Tulsa, OK, pp. 155–165.
- Hisdal, H., Stahl, K., Tallaksen, L.M., Demuth, S., 2001. Have streamflow droughts in Europe become more severe or frequent? *Int. J. Climatol.* 21, 317–333.
- Hisdal, H., Tallaksen, L.M., 2000. Assessment of the regional impact of droughts in Europe. University of Oslo, Norway.
- Hof, A., Schmitt, T., 2011. Urban and tourist land use patterns and water consumption: evidence from Mallorca, Balearic Islands. *Land use policy* 28, 792–804.
- Hollis, G.E., Ovenden, J.C., 1988a. The quantity of runoff from ten stretches of road, a car park and eight roofs in Herfordshire, England during 1983. *Hydrol. Process.* 2, 227–243.

- Hollis, G.E., Ovenden, J.C., 1988b. One year irrigation experiment to assess losses and runoff volume relationships for a residential road in Herfordshire, England during 1983. *Hydrol. Process.* 2, 61–74.
- Hornberger, G.M., Beven, K.J., Cosby, B.J., Sappington, D.E., 1985. Shenandoah watershed study: calibration of a topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resour. Res.* 21, 1841–1850.
- Hornberger, G.M., Spear, R.C., 1981. An approach to the preliminary analysis of environmental systems. *J. Environ. Manage.* 12, 7–18.
- Horton, R.E., 1932. Drainage basin characteristics. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 13, 350–361.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; Hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bull. Geol. Soc. Am.* 56, 275–370.
- Hounslow, A.W., 1995. *Water Quality Data Analysis and Interpretation*. Lewis, Boca Raton, FL, USA. 397 pp.
- Howard, K., Lloyd, J., 1983. Major ion characterization of coastal saline ground waters. *Ground Water* 21, 429–437.
- Hoyos, D., Artabe, A., 2016. Regional differences in the price elasticity of residential water demand in Spain. *Water Resour. Manag.* pp. 1-19.
- Hughes, D.A., Hannart, P., Watkins, D., 2003. Continuous baseflow separation from time series of daily and monthly streamflow data. *Water SA* 29, 43–48.
- IAEA/WMO, 2016. Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. <http://www.iaea.org/water> (10.06.16).
- ICRA, 2008. *Inventario y caracterización de los regadíos de Andalucía. Distritos Mediterráneos y Atlánticos*. Consejería de Agricultura y Pesca, Junta de Andalucía.
- Iglesias, A., Garrote, L., Flores, F., Moneo, M., 2007. Challenges to manage the risk of water scarcity and climate change in the Mediterranean. *Water Resour. Manag.* 21, 775–788.
- IGME, 1976. *Investigación de los macizos ultrabásicos de Málaga y exploración complementaria mediante sondeos de la zona niquelífera de Tolox*. Plan Nacional de la Minería. Ministerio de Industria. Tomo I Memoria. 124 pp.
- IGME, 1984a. Características hidrogeológicas y evolución de la piezometría y la calidad (hasta 1983) en los acuíferos costeros de Marbella-Estepona. Nota técnica nº 245. 29 pp.
- IGME, 1984b. Informe sobre el control de la intrusión marina en los acuíferos costeros de la cuenca sur (sector occidental) durante 1983. Nota técnica nº 252. 87 pp.
- IGME, 1984c. Informe sobre la evolución de la calidad de las aguas subterráneas en la cuenca sur (sector occidental) correspondiente a 1983. Nota técnica 251. 59 pp.
- IGME, 1990a. Evolución de la piezometría en los acuíferos del sector occidental de la cuenca sur durante los años 1987, 1988 y 1989. Nota técnica 363. 94 pp.
- IGME, 1990b. Evolución de la calidad hidroquímica en los acuíferos detríticos costeros de la provincia de Málaga (Marbella-Estepona, Fuengirola y Vélez-Málaga) durante los años 1987, 1988 y 1989. Nota técnica 365. 37 pp.
- IGME, 1990c. Control de la intrusión marina en los acuíferos costeros de la provincia de Málaga durante los años hidrológicos 1987-1988 y 1988-1989. Nota técnica 367. 88 pp.

- IGME-AAA, 2005. Elaboración de directrices para la incorporación de criterios de calidad en la modelización de esquemas de utilización conjunta. Aplicación al abastecimiento del conjunto Quiebrajano-Víboras. Instituto Geológico y Minero de España y Agencia Andaluza del Agua. Informe Inédito. 362 pp.
- IGME-JA, 1998. Atlas hidrogeológico de Andalucía. Instituto Geológico y Minero de España y Junta de Andalucía. 216 pp.
- IGME-Junta de Andalucía, 1998. Atlas hidrogeológico de Andalucía. Instituto Geológico y Minero de España; Junta de Andalucía. 216 pp.
- Ihaka, R., Gentleman, R., 1996. R: A Language for Data Analysis and Graphics. *J. Comput. Graph. Stat.* 5, 299–314.
- INE (Instituto Nacional de Estadística), 2013. INEbase. Estadística sobre el suministro y saneamiento del agua. Indicadores sobre el suministro de agua por comunidades y ciudades autónomas. Serie 2000-2013.
- INE (Instituto Nacional de Estadística), 2013. INEbase. Censos de Población y Viviendas 2011. Proyecto. Madrid.
- INE (Instituto Nacional de Estadística), 2016. INEbase. Estadística sobre el suministro y saneamiento del agua. Indicadores sobre el agua. Serie 2000-2014. Proyecto. Madrid.
- INE (Instituto Nacional de Estadística), 2017. INEbase. Encuesta de ocupación hotelera. Serie 2005-2016. Proyecto. Madrid.
- Ingemisa, 1995. Cartografía hidrogeológica del término de Marbella. Informe inédito.
- INIMA-CHS, 2005. Estudio para la protección de los recursos hídricos subterráneos de la Sierra de Mijas. Contrato 8.06/44.2237 (2004-2005). Informe inédito.
- Institute of Hydrology, 1980. Low flow studies (1–4). Institute of Hydrology, Wallingford.
- IPH (Instrucción de Planificación Hidrológica), 2008. Ministerio De Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino – 15340 - ORDEN ARM/2656/2008, de 10 de septiembre. Boletín Oficial Del Estado 229, 38472–38582.
- Itenfisu, D., Elliott, R., Allen, R., Walter, I., 2003. Comparison of reference evapotranspiration calculations as part of the ASCE standardization effort. *J. Irrig. Drain. Eng.* 129, 440–448.
- Jabloun, M., Sahli, A., 2008. Evaluation of FAO-56 methodology for estimating reference evapotranspiration using limited climatic data. Application to Tunisia. *Agric. Water Manag.* 95, 707–715.
- Jaén, M., Parellada, C., Lupiani, E., Istlán, A., Riera, S., 2003. Recarga artificial en el acuífero costero de Marbella. Tecnología de la Intrusión de Agua de mar en Acuíferos Costeros: Países Mediterráneos, IGME, Madrid, pp. 767-777.
- Jakeman, A.J., Hornberger, G.M., 1993. How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model? *Water Resour. Res.* 29, 2637–2649.
- Jalali, M., 2005. Major ion chemistry in the Bahar area, Hamadan, western Iran. *Environ. Geol.* 47, 763–772.
- Jamieson, D.G., Fedra, K., 1996a. The “WaterWare” decision-support system for river-basin planning. 3. Example applications. *J. Hydrol.* 177, 199–211.
- Jamieson, D.G., Fedra, K., 1996b. The “WaterWare” decision-support system for river-basin planning. 2. Planning capability. *J. Hydrol.* 177, 177–198.

- Jardí, M., 1985. Forma de una Cuenca de drenaje. Análisis de las variables morfométricas que nos la definen. *Revista de Geografía*, 19, pp. 41-68.
- Jensen, D.T., Hargreaves, G.H., Temesgen, B., Allen, R.G., 1997. Computation of ETo under non ideal conditions. *J. Irrig. Drain. Eng.* 123, 394–400.
- Jensen, M.E., Burman, R.D., Allen, R.G., 1990. Evapotranspiration and irrigation water requirements, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70. 360 pp.
- Jetel, J., Krasny, J., 1968. Approximate aquifer characteristics in regional hydrogeological study. *Ustredniho ustavu geologickeho (Central Geological Institute)*. 43, 459–661.
- Jiménez-Martínez, J., Custodio, E., 2008. El exceso de deuterio en la lluvia y en la recarga a los acuíferos en el área circum-mediterránea y en la costa mediterránea española. *Bol. Geol. Min.* 119 (1), 21–32.
- Jiráková, H., Huneau, F., Hrkál, Z., Celle-Jeanton, H., Le Coustumer, P., 2010. Carbon isotopes to constrain the origin and circulation pattern of groundwater in the northwestern part of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic). *Appl. Geochem.* 25, 1265–1279.
- Johnson, D.S., Aragon, C.R., McGeoch, L.A., Schevon, C., 1991. Optimization by Simulated Annealing: An Experimental Evaluation; Part II, Graph Coloring and Number Partitioning. *Oper. Res.* 39, 378–406.
- Johnston, P.R., Pilgrim, D.H., 1976. Parameter optimization for watershed models. *Water Resour. Res.* 12, 477–486.
- Karant, K.R., 1997. Groundwater Assessment, Development and Management. Tata McGraw-Hill Publishing Company Limited, New Delhi, India. 576 pp.
- Kaur, R., Kumar, S., Gurung, H.P., 2002. A pedo-transfer function (PTF) for estimating soil bulk density from basic soil data and its comparison with existing PTFs. *Aust. J. Soil Res.* 40, 847–857.
- Kendall, C., Coplen, T.B., 2001. Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States. *Hydrol. Process.* 15(7), 1363–1393.
- Kendall, C., McDonnell, J.J., 2012. *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*, Elsevier Sci., Amsterdam, Netherlands.
- Kennedy, C.A., Cuddihy, J., Engel-Yan, J., 2007. The changing metabolism of cities. *J. Ind. Ecol.* 11, 43–59.
- Kennedy, C.D., Genereux, D.P., Corbett, D.R., Mitsova, H., 2009a. Relationships among groundwater age, denitrification, and the coupled groundwater and nitrogen fluxes through a streambed. *Water Resour. Res.* 45, W09402.
- Kennedy, C.D., Genereux, D.P., Corbett, D.R., Mitsova, H., 2009b. Spatial and temporal dynamics of coupled groundwater and nitrogen fluxes through a streambed in an agricultural watershed. *Water Resour. Res.* 45, W09401.
- Kennedy, C.D., Murdoch, L.C., Genereux, D.P., Corbett, D.R., Stone, K., Pham, P., Mitsova, H., 2010. Comparison of Darcian flux calculations and seepage meter measurements in a sandy streambed in North Carolina, United States. *Water Resour. Res.* 46, W09501.
- Keyantash, J.A., Dracup, J.A., 2004. An aggregate drought index: Assessing drought severity based on fluctuations in the hydrologic cycle and surface water storage. *Water Resour. Res.* 40, W09304.
- Khakbaz, B., Imam, B., Hsu, K., Sorooshian, S., 2012. From lumped to distributed via semi-distributed: Calibration strategies for semi-distributed hydrologic models. *J. Hydrol.* 418–419, 61–77.
- Kim, Y., Lee, K.S., Koh, D.C., Lee, D.H., Lee, S.G., Park, W.B., Koh, G.W., Woo, N.C., 2003. Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island, Korea. *J. Hydrol.* 270, 282–294.

- Kim, Y.Y., Lee, K.K., Sung, I.H., 2001. Urbanization and the groundwater budget, metropolitan Seoul area, Korea. *Hydrogeol. J.* 9, 401–412.
- Kirchner, J.W., 2006. Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resour. Res.* 42.
- Klemeš, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrol. Sci. J.* 31, 13–24.
- Kling, H., Gupta, H., 2009. On the development of regionalization relationships for lumped watershed models: The impact of ignoring sub-basin scale variability. *J. Hydrol.* 373, 337–351.
- Konrad, C.P., 2006. Location and timing of river-aquifer exchanges in six tributaries to the Columbia River in the Pacific Northwest of the United States. *J. Hydrol.* 329, 444–470.
- Kuczera, G., Mroczkowski, M., 1998. Assessment of hydrologic parameter uncertainty and the worth of multiresponse data. *Water Resour. Res.* 34, 1481–1489.
- Kundzewicz, Z.W., Robson, a J., 2004. Change detection in hydrological records - a review of the methodology. *Hydrol. Sci. Journal-journal Des Sci. Hydrol.* 49, 7–19.
- Labadie, J.W., Baldo, M.L., Larson, R., 2000. MODSIM: Decision Support System for River Basin Management: Documentation and User Manual. Colorado State University and U.S. Bureau of Reclamation, Ft Collins, CO.
- Lahnsteiner, J., Lempert, G., 2007. Water management in Windhoek, Namibia. *Water Sci. Technol.* 55, 441–448.
- Lambán, L.J., Martos, S., Rodríguez-Rodríguez, M., Rubio, J.C., 2011. Application of groundwater sustainability indicators to the carbonate aquifer of the Sierra de Becerrero (Southern Spain). *Environ. Earth Sci.* 64, 1835–1848.
- Lambrakis, N., Antonakos, A., Panagopoulos, G., 2004. The use of multicomponent statistical analysis in hydrogeological environmental research. *Water Res.* 38, 1862–1872.
- Langbein, W.B., 1938. Some channel storage studies and their application to the determination of infiltration. *EOS, Transactions, Am Geophys Union* 19: 435–447.
- Langhoff, J.H., Rasmussen, K.R., Christensen, S., 2006. Quantification and regionalization of groundwater-surface water interaction along an alluvial stream, in: *Journal of Hydrology*. pp. 342–358.
- Langmuir, D., 1971. The geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 1023–1045.
- Lazarova, V., Sturny, V., Sang, G.T., 2012. Relevance and benefits of urban water reuse in tourist areas. *Water*. 4, 107–122.
- Lecina, S., Martínez-Cob, A., Pérez, P.J., Villalobos, F.J., Baselga, J.J., 2003. Fixed versus variable bulk canopy resistance for reference evapotranspiration estimation using the Penman-Monteith equation under semiarid conditions. *Agric. Water Manag.* 60, 181–198.
- Lee, J.G., Heaney, J.P., 2003. Estimation of Urban Imperviousness and its Impacts on Storm Water Systems. *J. Water Resour. Plan. Manag.* 129, 419–426.
- Lelli, M., Grassi, S., Amadori, M., Franceschini, F., 2014. Natural Cr(VI) contamination of groundwater in the Cecina coastal area and its inner sectors (Tuscany, Italy). *Environ. Earth Sci.* 71, 3907–3919.
- Lerner, D.N., 1986. Leaking Pipes Recharge Ground Water. *Groundwater* 24, 654–662.
- Lerner, D.N., 1990. Groundwater recharge in urban areas. *Atmos. Environ. Part B, Urban Atmos.* 24, 29–33.

- Lerner, D.N., 2002. Identifying and quantifying urban recharge: A review. *Hydrogeol. J.* 10, 143–152.
- Lerner, D.N., Halliday, D., Hoffman, M., 1994. The impact of sewers on groundwater quality. In: Wilkinson, W.B. (ed.) *Groundwater Problems in Urban Areas. Proceedings of Conference of the Institution of Civil Engineers*, London, pp. 64–75.
- Liang, X., Guo, J., 2003. Intercomparison of land-surface parameterization schemes: Sensitivity of surface energy and water fluxes to model parameters. *J. Hydrol.* 279, 182–209.
- Libelo, E.L., MacIntyre, W.G., 1994. Effects of surface-water movement on seepage-meter measurements of flow through the sediment-water interface. *Appl. Hydrogeol.* 2, 49–54.
- Linares, L. 1997. Situación actual y perspectivas de los acuíferos de la provincia de Málaga. *Tierra y Tecnología*, 16 y 17, 29-37.
- Linares, L., Trenado, L., 1988. Acuíferos Costeros de Marbella-Estepona (Málaga). 1er Simposio Int. Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros, Vol. II: 337-347. Almuñécar.
- Linsley, R. K., Kohler, M.A., Paulhus, J.L.H., 1949. *Applied Hydrology*: New York: McGraw-Hill, 689.
- Littlewood, I.G., Croke, B.F.W., Jakeman, a. J., Sivapalan, M., 2003. The role of “top-down” modelling for Prediction in Ungauged Basins (PUB). *Hydrol. Process.* 17, 1673–1679.
- Liu, C., Yu, J., Kendy, E., 2001. Groundwater exploitation and its impact on the environment in the North China Plain. *Water Int.* 26, 265–272.
- Loheide, S.P., Gorelick, S.M., 2006. Quantifying stream-aquifer interactions through the analysis of remotely sensed thermographic profiles and in situ temperature histories. *Environ. Sci. Technol.* 40, 3336–3341.
- Lohman, S.W., and others, 1972. Definitions of selected ground-water terms, revisions and conceptual refinements. U.S.Geological Surv. Water-Supply Pap. 1988, 1-21.
- Longobardi, A., Villani, P., Guida, D., Cuomo, A., 2016. Hydro-geo-chemical streamflow analysis as a support for digital hydrograph filtering in a small, rainfall dominated, sandstone watershed. *J. Hydrol.* 539, 177–187.
- López Arechavala, G., López-Geta, J.A., Murillo, J.M., 1996. Reordenación hidrológica de cuencas o subcuencas hidrográficas con intervención de sistemas acuíferos subterráneos. *Boletín Geológico y Minero.* 107, 162-179.
- López Bermúdez, F., Navarro, F., Romero, M.A., Conesa, C., Castillo, V., Martínez Fernández, J., García, C., 1988. Proyecto LUCDEME IV, ICONA Monografía 50.
- López Martínez, J., Durán, J.J., 1995. *Geología y Arqueología Prehistórica de Ardales (Málaga)*, pp. 11-29.
- López Ramírez, J.A., 2002. Aguas regeneradas y campos de golf: un binomio compatible y sostenible. *Revista de la Asociación Española de Greenkeepers.* pp. 18-25.
- López-Geta, J.A., 2000. Estrategias de utilización de las aguas subterráneas en el abastecimiento de poblaciones. In R. Fernández Rubio; J.A. Fernández Sánchez; B. López Camacho & J.A. López Geta (eds.): *Jornadas técnicas sobre aguas subterráneas y abastecimiento urbano*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid: 21–29.
- López-Geta, J.A., Murillo, J.M., 1996. Optimización y tratamiento de recursos hídricos. *Boletín Geológico y Minero.* 107, 55-68.
- López-Geta, J.A., Navarro, J.A., Gómez Gómez, J.D., Ortega, R., Linares, L., 2000. Plan de integración de los recursos hídricos subterráneos en abastecimiento urbano: Sistema de la Costa del Sol (Málaga. Años 1997-1998-1999). ITGE-DOH Junta de Andalucía. Madrid.

- López-Urrea, R., Martín de Santa Olalla, F., Fabeiro, C., Moratalla, A., 2006. Testing evapotranspiration equations using lysimeter observations in a semiarid climate. *Agric. Water Manag.* 85, 15–26.
- Lorenzen, G., Sprenger, C., Baudron, P., Gupta, D., Pekdeger, A., 2012. Origin and dynamics of groundwater salinity in the alluvial plains of western Delhi and adjacent territories of Haryana State, India. *Hydrol. Process.* 26, 2333–2345.
- Lowry, C.S., Walker, J.F., Hunt, R.J., Anderson, M.P., 2007. Identifying spatial variability of groundwater discharge in a wetland stream using a distributed temperature sensor. *Water Resour. Res.* 43, W10408.
- Lozano-Francisco, M.C., Vera-Peláez, J.L., Guerra-Merchán, A., 1993. Arcoida (Mollusca, Bivalvia) del Plioceno de la Provincia de Málaga, Treballs del Museu de Geologia de Barcelona, 3, 157–188.
- Lu, J., Sun, G., McNulty, S., Amatya, D., 2005. A comparison of six potential evapotranspiration methods for regional use in the southeastern United States. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 41, 621–633.
- LUCDEME, 1995. Mapa de suelos. Escala 1:100.000 Estepona-1072, ICONA (MAPA), Dpto. Edafología (Universidad de Granada), Madrid, España. 80 pp.
- LUCDEME, 1996. Mapa de suelos. Escala 1:100.000 Marbella-1065, ICONA (MAPA), Dpto. Edafología (Universidad de Granada), Madrid, España. 76 pp.
- Lupiani, E., 2007. Marbella – Estepona (M.A.S. 060.040). Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Málaga. Diputación de Málaga – IGME. Tomo II. pp. 155–160.
- Lyll, C., 1833. *Principles of Geology*. London, John Murray, 511 pp.
- Lyne, V.D., Hollick, M., 1979. Stochastic time-variable rainfall runoff modelling. *Hydrology and Water Resources Symposium, Institution of Engineers, Australia, Perth*, 89–92.
- M.O.P.U., 1986. Estudio de utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas en la cuenca del río Guadalhorce y Costa del Sol Occidental (Málaga). Informe inédito. 340 pp.
- Mace, R.E., 2001. Estimating transmissivity using specific capacity data. Austin, TX: Bureau of Economic Geology, the University of Texas at Austin. Geological Circular No. 01-2.
- Magesh, N.S., Jitheshlal, K. V., Chandrasekar, N., Jini, K. V., 2012. GIS based morphometric evaluation of Chimmuni and Mupily watersheds, parts of Western Ghats, Thrissur District, Kerala, India. *Earth Sci. Informatics* 5, 111–121.
- MAGRAMA, 2006. The Natura 2000 network in Spain. Madrid: Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. <http://www.magrama.gob.es/es/biodiversidad/temas/espacios-protegidos/red-natura2000/lic> (05.08.16).
- Maillet, E., 1905. *Essais d'hydraulique souterrain et fluviale*, Librairie Scientifique, A. Hermann, Paris. 218 pp.
- Makkink, G.F., 1957. Testing the Penman formula by means of lysimeters. *J. Inst. Water Eng.* 11, 277–288.
- Manley, R.E., 1978. Simulation of flows in ungauged basins. *Hydrol. Sci. Bull.* 23, 85–101.
- March, H., Saurí, D., 2013. La sequera del 2007-2008 a la ciutat de Barcelona: gènesi, gestió i visions discordants. *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*. 76, 289–306.
- Marchena, M., 1988. Agua y turismo en la Andalucía mediterránea, en Gil Olcina y Morales Gil (Edt) *Demanda y economía del agua en España*. Diputación de Alicante. Alicante, 101–114.
- Margiotta, S., Mongelli, G., Summa, V., Paternoster, M., Fiore, S., 2012. Trace element distribution and Cr(VI) speciation in Ca-HCO₃ and Mg-HCO₃ spring waters from the northern sector of the Pollino massif, southern Italy. *J. Geochem. Explor.* 115, 1–12.

- Martín-Algarra, A., 1987. Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1171 pp.
- Martín, J., Argamasilla, M., Andreo, B., Martínez-Santos, P., 2016. Análisis preliminar de diferentes índices de sequía en el marco de la planificación hidrológica. el caso del sistema de explotación de la Costa del Sol Occidental. Congreso hispano-luso sobre las aguas subterráneas en el segundo ciclo de planificación hidrológica, Madrid, España.
- Martínez, J., Benavente, J., García-Aróstegui, J.L., Hidalgo, M.C., Rey, J., 2009. Contribution of electrical resistivity tomography to the study of detrital aquifers affected by seawater intrusion-extrusion effects: The river Vélez delta (Vélez-Málaga, southern Spain). *Eng. Geol.* 108, 161-168.
- Martínez, D.E., Bocanegra, E.M., 2002. Hydrogeochemistry and cation-exchange processes in the coastal aquifer of Mar Del Plata, Argentina. *Hydrogeol. J.* 10, 393-408.
- Martínez-Santos, P., Pedretti, D., Martínez-Alfaro, P.E., Conde, M., Casado, M., 2010. Modelling the effects of groundwater-based urban supply in Low-permeability aquifers: application to the Madrid aquifer, Spain. *Water Resour. Manag.* 24, 4613-4638.
- Martínez-Cob, A., Tejero-Juste, M., 2004. A wind-based qualitative calibration of the Hargreaves ETO estimation equation in semiarid regions. *Agric. Water Manag.* 64, 251-264.
- Martín-Vivaldi, M.E., 1991. Estudio hidrográfico de la Cuenca Sur de España. Universidad de Granada. Colecc Monogr Tierras del Sur, 285 pp.
- Martos-Rosillo, S., 2008. Investigación hidrogeológica orientada a la gestión racional de acuíferos carbonáticos sometidos a un uso intensivo del agua subterránea. El caso de la Sierra de Estepa (Sevilla). Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 538 pp.
- Matés, J.M. 2009. El desarrollo de las redes de agua potable: modernización y cambio en el abastecimiento urbano. *Agenda Social.* 3, 23-51.
- Mauthe, F., 1971. La Geología de la Serranía de Ronda (cordillera bética occidental). *Bol., Inst. Geol. y Min. de España*, 82 (1), 1-36.
- Mayo, R., Velasco, M.C., 2007. Alojamiento privado de uso turístico desde el lado de la oferta. *Índice: revista de estadística y sociedad.* 24, 24-26.
- McCallum, J.L., Cook, P.G., Berhane, D., Rumpf, C., McMahon, G.A., 2012. Quantifying groundwater flows to streams using differential flow gaugings and water chemistry. *J. Hydrol.* 416-417, 118-132.
- McDonnell, J.J., Sivapalan, M., Vaché, K., Dunn, S., Grant, G., Haggerty, R., Hinz, C., Hooper, R., Kirchner, J., Roderick, M.L., Selker, J., Weiler, M., 2007. Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology. *Water Resour. Res.*
- Mckee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. *AMS 8th Conf. Appl. Climatol.* 179-184.
- McLean, W., Jankowski, J., Lavitt, N., 2000. Groundwater quality and sustainability in an alluvial aquifer, Australia. In: Sililo, O., et al. (Eds.), *Groundwater: Past Achievements and Future Challenges*. AA Balkema, Rotterdam.
- Mcnamara, J.P., Tetzlaff, D., Bishop, K., Soulsby, C., Seyfried, M., Peters, N.E., Aulenbach, B.T., Hooper, R., 2011. Storage as a Metric of Catchment Comparison. *Hydrol. Process.* 25, 3364-3371.
- Mehran, A., Mazdiyarni, O., AghaKouchak, A., 2015. A hybrid framework for assessing socioeconomic drought: Linking climate variability, local resilience, and demand. *J. Geophys. Res. Atmos.* 120, 7520-7533.

- Michel-Levy, A., Bergeron, M., 1890-1892. Estudio Geológico de la Serranía de Ronda. Bol. de la Com. del Mapa Geol. de España, 17, 179-352.
- Miller, V.C., 1953. A Quantitative Geomorphic Study of Drainage Basin Characteristics in the Clinch Mountain Area, Virginia and Tennessee, Proj. NR 389-402, Tech Rep 3, Columbia University, Departmental of Geology, ONR, New York.
- MIMAM, 2000. Libro Blanco del Agua en España (LBAE). MIMAM, Madrid. 637 pp.
- Ministerio de Fomento, 2013. Observatorio de Vivienda y Suelo. Boletín Especial Censo de Viviendas 2011. D.G. de Arquitectura, Vivienda y Suelo. Centro de Publicaciones. 88 pp.
- Ministerio de Fomento, 2016. Estimación del parque de viviendas principales y no principales por comunidades autónomas y provincias. Serie 2000-2016. [En línea].
- Mollema, P.N., Antonellini, M., Dinelli, E., Gabbianelli, G., Greggio, N., Stuyfzand, P.J., 2013. Hydrochemical and physical processes influencing salinization and freshening in Mediterranean low-lying coastal environments. Appl. Geochem. 34, 207–221.
- Mongelli, G., Monni, S., Oggiano, G., Paternoster, M., Sinisi, R., 2013. Tracing groundwater salinization processes in coastal aquifers: a hydrogeochemical and isotopic approach in the Na-Cl brackish waters of northwestern Sardinia, Italy. Hydrol. Earth Syst. Sci. 17, 2917–2928.
- Mook, W.G., 2006. Introduction to isotope hydrology: stable and radioactive isotopes of hydrogen, oxygen and carbon. Taylor and Francis, London.
- MOPU, 1990. Norma 5,1-I.C., Instrucción de carreteras. Dirección General de Carreteras, MOPU.
- Morales, R., 2007. Guadiaro-Genal-Hozgarganta (M.A.S. 060.047). Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Málaga. Diputación de Málaga – IGME. Tomo II. pp. 150–154.
- Morell, I., 2002. Algunos aspectos ambientales de los campos de golf, en D. Blanquer (dir.): IV Congreso de Turismo Universidad y Empresa. La diversificación y la desestacionalización del sector turístico. Tirant lo Blanch, Valencia, pp. 79-84.
- Morid, S., Smakhtin, V., Moghaddasi, M., 2006. Comparison of seven meteorological indices for drought monitoring in Iran. Int. J. Climatol. 26, 971–985.
- Morisawa, M., 1985. Geomorphology text books: rivers, forms and process, Chapter 5, “Structural and lithological control”.
- Morote, A.F., 2016. La disminución del consumo de agua urbano-turístico en la costa de Alicante (España): una amalgama de causas múltiples e interrelacionadas. Revista de estudios regionales. 106, 133-164.
- Morris, M.D., 1991. Factorial Sampling Plans for Preliminary Computational Experiments. Technometrics 33, 161–174.
- Mosley, M.P., McKerchar, A.I., 1993. Streamflow, in: Handbook of Hydrology, edited by: Maidment, D. R., McGraw-Hill, New York, pp. 8.1–8.39.
- Mouelhi, S., 2003. Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse de Doctorat, ENGREF, Cemagref Antony, France, 323 pp.
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., 2006. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. J. Hydrol. 318, 200–214.
- Mujeriego, R., 2004. La gestión del agua en el sur de California. Ambienta, no. 38, pp. 31-38.

- Mukhopadhyay, A., Akber, A., Al-Awadi, E., 2001. Analysis of freshwater consumption patterns in the private residences of Kuwait. *Urban Water* 3, 53–62.
- Muller, J.E., 1968. An introduction to the hydraulic and topographic sinuosity indexes. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 58, 371–385.
- Muñiz-Solís, R. Guerra-Merchán, A., 1994. Estudio malacológico del Plioceno de Estepona (Málaga). La familia Muricidae, Rafinesque, 1815 (Gastropoda, Prosobranchia). *Iberus*, 12 (1), 7-44.
- Murillo, J.M., Fernández-Mejuto, M., López-Geta, J.A., Rodríguez, L., Hernández, J.A., Rodríguez, A., Delgado, J., Padilla, A., 2012. Recarga natural a los acuíferos (RENATA). Instituto Geológico y Minero de España y Departamento de ciclo hídrico - Diputación Provincial de Alicante. 83 pp.
- Murillo, J.M., Navarro, J.A., 2006. Caudales ecológicos y gestión conjunta de recursos hídricos. Aplicación al sistema Quiebrajano- Víboras (Jaén). III Congreso de Ingeniería Civil, Territorio y Medio Ambiente. Zaragoza. Versión en CD-Rom.
- Murillo, J.M., Navarro, J.A., Murillo, A.J., 2010. Definición y aplicación de indicadores que relacionan el coste unitario del agua con criterios garantes del recurso hídrico. *Boletín Geológico y Minero*. 121, 203-226.
- Mustafa, S., Yusuf, M.I., 1999. A textbook of hydrology and water resources. (Is ted.). Abuja: Jenas Prints and Publishing Company (Chapter 5).
- Naef, F., 1981. Can we model the rainfall-runoff process today? *Hydrol. Sci. Bull.*, 26, 281-289.
- Narayan K., Dikshit, P.K.S., Dwivedi, S.B., 2012. GIS supported Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph (GIUH) of Varuna river basin using geomorphological characteristics. *International Journal of Advances in Earth Sciences*, Vol. 1, Issue 2, 68-76.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290.
- Nautiyal, M.D., 1994. Morphometric analysis of drainage basin, district Dehradun, Uttar Pradesh. *J. Indian Soc. Remote Sensing* 22(4): 252-262.
- Navarro, E., 1998. Métodos de estimación de la carga turística: estado de la cuestión. *Baetica*. 20, 177-192.
- Navarro, E., 2003. ¿Puede seguir creciendo la Costa del Sol? Indicadores de saturación de un destino turístico. Diputación Provincia de Málaga. Centro de Ediciones de la Diputación de Málaga (CEDMA). Málaga. 360 pp.
- Oakley, J.E., O'Hagan, A., 2004. Probabilistic sensitivity analysis of complex models: a Bayesian approach. *J. R. Stat. Soc. B* 66, 751–769.
- Obata, M., 1980. The ronda peridotite: garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *J. Petrol.* 21, 533–572.
- Obi Reddy, G.E., Maji, A.K., Gajbhiye, K.S., 2002. GIS for morphometric analysis of drainage basins, *GIS India*, 4, pp. 9-14.
- OCDE, 2010. Pricing Water Resources and Water and Sanitation Services. Paris: OECD Publishing. 104 pp.
- Ochoa-Ribera, J.C., 2002. Modelo estocástico de redes neuronales para la síntesis de caudales aplicados a gestión probabilística de sequías. Universidad Politécnica de Valencia, España.
- Ojeda-Benítez, S., Vega, C.A. de, Marquez-Montenegro, M.Y., 2008. Household solid waste characterization by family socioeconomic profile as unit of analysis. *Resour. Conserv. Recycl.* 52, 992–999.

- Olsen, D.S., Whitaker, A.C., Potts, D.F., 1997. Assessing Stream Channel Stability Thresholds Using Flow Competence Estimates At Bankfull Stage. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 33, 1197–1207.
- Opsahl, S.P., Chapal, S.E., Hicks, D.W., Wheeler, C.K., 2007. Evaluation of groundwater and surface water exchanges using streamflow difference analyses. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 43, 1132–1141.
- Ortuño, A., Hernández, M., Lupiani, E., Mancha, M., 2013. Herramienta multicriterio para la evaluación de emplazamientos potenciales de recarga artificial: aplicación al caso de Marbella. IGME (Ed.), X Simposio de Hidrogeología: Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, pp. 575-584.
- Orueta, D., 1917. Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda. *Mem. Inst. geol. España*.
- Otero Moreno, J.M., 2000. El golf como producto turístico en Andalucía, en D. Blanquer (dir.): IV Congreso de Turismo Universidad y Empresa. La diversificación y la desestacionalización del sector turístico. Tirant lo Blanch, Valencia, pp. 79-84.
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., Loumagne, C., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2 - Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *J. Hydrol.* 303, 290–306.
- Oudin, L., Michel, C., Anctil, F., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 1 - Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? *J. Hydrol.* 303, 275–289.
- Ozdemir, H., Bird, D., 2009. Evaluation of morphometric parameters of drainage networks derived from topographic maps and DEM in point of floods. *Environ. Geol.* 56, 1405–1415.
- Padilla, A., Delgado, J., 2013. Tratamiento y gestión de series temporales hidrológicas. Programa TRASERO 2.0. Departamento de ciclo hídrico, Diputación Provincial de Alicante, 87 pp.
- Palmer, W., 1965. Meteorological drought. Tech. rep., Weather Bureau Res. Paper 45, U.S. Dept. of Commerce, 58 pp.
- Palmer, W., 1968. Keeping Track of Crop Moisture Conditions, Nationwide: The New Crop Moisture Index. *Weatherwise* 21, 156–161.
- Pappenberger, F., Beven, K.J., Hunter, N.M., Bates, P.D., Gouweleeuw, B.T., Thielen, J., Roo, A.P.J. De, 2005. Cascading model uncertainty from medium range weather forecasts (10 days) through a rainfall-runoff model to flood inundation predictions within the European Flood Forecasting System (EFFS). *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 9, 381–393.
- Paredes-Arquiola, J., 2004. Integración de la modelación de la calidad del agua en un sistema de ayuda a la decisión para la gestión de recursos hídricos. Universidad Politécnica de Valencia, España.
- Paredes-Arquiola, J., Solera, A., Andreu, J., Lerma, N., 2012. Manual técnico de la herramienta EVALHID para la evaluación de recursos hídricos. Grupo de Ingeniería de Recursos Hídricos, Universidad Politécnica de Valencia.
- Park, S.C., Yun, S.T., Chae, G.T., Yoo, I.S., Shin, K.S., Heo, C.H., Lee, S.K., 2005. Regional hydrochemical study on salinization of coastal aquifers, western coastal area of South Korea. *J. Hydrol.* 313, 182–194.
- Parkhurst, D.L., Appelo, C.A.J., 1999. User's guide to PHREEQC (Version 2) — A Computer Program for Speciation, Batch Reaction, One-dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations, USGS/WRI-99-4259. U.S. Geol. Surv., Denver, Colo.
- Parsons, R., 2004. Surface water - groundwater interaction in a South African context - a geohydrological perspective. WRC Report TT 218/03, Water Research Commission, Pretoria, South Africa.

- Passarello, M.C., Sharp, J.M., Pierce, S.A., 2012. Estimating urban-induced artificial recharge: A case study for Austin, TX. *Environ. Eng. Geosci.* 18, 25–36.
- Perez, M., Tujchneider, O., Paris, M., D'Elía, M., 2015. Sustainability indicators of groundwater resources in the central area of Santa Fe province, Argentina. *Environ. Earth Sci.* 73, 2671–2682.
- Pérez, P.L., 2012. El ciclo de vida de un área turística: su aplicación a la Costa del Sol española y su medio ambiente. *Obs. Medioambient.* 15, 21–34.
- Pérez-Cutillas, P., 2013. Modelización de propiedades físicas del suelo a escala regional. Casos de estudio en el Sureste Ibérico. Tesis Doctoral. Universidad de Murcia (España). 374 pp.
- Pérez-Martín, M.A., Estrela, T., Andreu, J., Ferrer, J., 2014. Modeling water resources and river-aquifer interaction in the Júcar River Basin, Spain. *Water Resour. Manage.* 28, 4337–4358.
- Pérez-Peña, J.V., 2009. GIS-based tools and methods for landscape analysis and active tectonic evaluation. Tesis Doctoral Universidad de Granada, Departamento de Geodinámica. 139 pp.
- Pernía, J.M., Lambán, L.J., Molinero, A., 2005. Indicadores e índices sobre el estado cuantitativo de las aguas subterráneas en función del nivel piezométrico. In: López-Geta, J.A., Rubio, J.C., Martín Machuca, M. (Eds.), *Aplicación al acuífero de la Sierra de Estepa*. VI Simposio del Agua en Andalucía, IGME, pp. 843–853.
- Perrin, C., Littlewood, I.G., 2000. A comparative assessment of two rainfall-runoff modelling approaches: GR4J and IHACRES. In: Elias, V., Littlewood, I.G. (Eds.), *Proceedings of the Liblice Conference (22-24 September 1998)*. IHP-V, Technical Documents in Hydrology No. 37 UNESCO, Paris, pp. 191-201.
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *J. Hydrol.* 242, 275–301.
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *J. Hydrol.* 279, 275–289.
- Petalas, C., Anagnostopoulos, K., 2006. Application of stepwise discriminant analysis for the identification of salinity sources of groundwater. *Water Resour. Manage.* 20, 681–700.
- Petrasovits, I., 1990. General review on drought strategies. *Transactions of the 14th Congress on Irrigation and Drainage, Rio de Janeiro, Brazil 1-C, International Commission on Irrigation and Drainage*, 1–12.
- Piggott, A.R., Moin, S., Southam, C., 2005. A revised approach to the UKIH method for the calculation of baseflow. *Hydrol. Sci. J.* 50, 37–41.
- Piles Mateo, E., Chamón Cobos, C., Estévez González, C., Crespo, V., Aguilar, M., Reyes, J.L., 1978a. Mapa Geológico de España, Escala 50.000. IGME, Hoja 1065. Marbella.
- Piles Mateo, E., Estévez González, C., Barba Martín, A., Crespo, V., Aguilar, M., Reyes, J.L., 1978b. Mapa Geológico de España, Escala 50.000. IGME, Hoja 1066. Coín
- Pilgrim, D.H., Chapman, T.G., Doran, D.G., 1988. Problems of rainfall-runoff modelling in arid and semiarid regions. *Hydrol. Sci. J.* 33, 379–400.
- Piscopo, G., 2001. Groundwater vulnerability map, explanatory notes, Castlereagh Catchment, NSW. Department of Land and Water Conservation, Australia.
- Plan Bleu, 2004. L'eau des Méditerranées: Situation et perspectives MAP Technical Report Series No. 158. PNUE/PAM: Athens.
- Plata, A., 1994. Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la Península Ibérica. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. Madrid, Pub. M-39. pp. 1–139.

- Porter, J.W., McMahon, T.A., 1971. A model for the simulation of streamflow data from climatic records. *J. Hydrol.* 13, 297–324.
- Posavec, K., Bačani, A., Nakić, Z., 2006. A visual basic spreadsheet macro for recession curve analysis. *Ground Water* 44, 764–767.
- Pozos Reunidos, S.L., 1996. Optimización de las explotaciones de aguas subterráneas de suministro a Marbella. Memoria y Anexos I, II, III, IV y V. Inédito.
- Price, M., Reed, D.W., 1989. The influence of mains leakage and urban drainage on groundwater levels beneath conurbations in the UK. *Proc Inst Civil Eng (Design and Construction)* 86 (part 1):31–39.
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather Rev.* 100, 81–92.
- Pulido-Bosch, A., 2007. Nociones de hidrogeología para ambientólogos. Ed. Univ. De Almería, 492 pp.
- Pulido-Leboeuf, P., 2004. Seawater intrusion and associated processes in a small coastal complex aquifer (castell de Ferro, Spain). *Appl. Geochem.* 19, 1517–1527.
- Pulido-Leboeuf, P., Pulido-Bosch, A., Calvache, M.L., Vallejos, Á., Andreu, J.M., 2003. Strontium, SO₄²⁻/Cl⁻ and Mg²⁺/Ca²⁺ ratios as tracers for the evolution of seawater into coastal aquifers: the example of Castell de Ferro aquifer (SE Spain). *Compt. Rendus Geosci.* 335, 1039–1048.
- Pumain, D., Swerts, E., Cottineau, C., Vacchiani-Marcuzzo, C., Ignazzi, A., Bretagnolle, A., Delisle, F., Cura, R., Lizzi, L., Baffi, S., 2015. Multilevel comparison of large urban systems. *CyberGeo* 2015.
- R Core Team. 2010. R: a language and environment for statistical computing. Vienna: R Foundation for Statistical Computing.
- Ragab, R., Rosier, P., Dixon, A., Bromley, J., Cooper, J.D., 2003. Experimental study of water fluxes in a residential area: 2. Road infiltration, runoff and evaporation. *Hydrol. Process.* 17, 2423–2437.
- Rai, P.K., Mohan, K., Mishra, S., Ahmad, A., Mishra, V.N., 2014. A GIS-based approach in drainage morphometric analysis of Kanhar River Basin, India. *Appl. Water Sci.* 1–16.
- Rajmohan, N., Al-Futaisi, A., Al-Touqi, S., 2009. Geochemical process regulating groundwater quality in a coastal region with complex contamination sources: Barka, Sultanate of Oman. *Environ. Earth Sci.* 59, 385–398.
- Ramier, D., Berthier, E., Andrieu, H., 2011. The hydrological behaviour of urban streets: Long-term observations and modelling of runoff losses and rainfall-runoff transformation. *Hydrol. Process.* 25, 2161–2178.
- Randolph, B., Troy, P., 2008. Attitudes to conservation and water consumption. *Environ. Sci. Policy* 11, 441–455.
- Rastogi, R.A., Sharma, T.C., 1976. Quantitative analysis of drainage basin characteristics. *Jour. Soil and Water Conservation in India.* 26 (1,4): 18-25.
- Ravenscroft, P., McArthur, J.M., 2004. Mechanism of regional enrichment of groundwater by boron: the examples of Bangladesh and Michigan, USA. *Appl. Geochem.* 19, 1413–1430.
- Rawling, G.C., Newton, B.T., 2016. Quantity and location of groundwater recharge in the Sacramento Mountains, south-central New Mexico (USA), and their relation to the adjacent Roswell Artesian Basin. *Hydrogeol. J.* 24, 757–786.
- Real Federación Española de Golf, RFEG, 2005. Evolución de licencias de golf en España.

- Refsgaard, J.C., Knudsen, J., 1996. Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resour. Res.* 32, 2189–2202.
- Renwick, M.E., Archibald, S.O., A, S.O., 1998. Demand Side Management Policies for Residential Water Use: Who Bears the Conservation Burden? *Land Econ.* 74, 343–359.
- Rico-Amorós, A.M., 2007. Tipologías de consumo de agua en abastecimientos urbano-turísticos de la Comunidad Valenciana. *Investig. Geográficas* 42, 5–34.
- Rico-Amorós, A.M., Olcina-Cantos, J., Sauri, D., 2009. Tourist land use patterns and water demand: evidence from the Western Mediterranean. *Land use policy* 26, 493–501.
- Riesenfeld, E.H., Chang, T.L., 1963. Über den Gehalt an HDO und H218O in Reben und Schnee. *Berichte der Durstigen Chemischen Gesellschaft Jahrgang.* 69, pp. 1305–1307.
- Rodríguez, J.A., 2008. Sistema de Inferencia Espacial de Propiedades Físico-Químicas e Hidráulicas de los Suelos de Andalucía. Herramienta de Apoyo a la Simulación de Procesos Agro-Hidrológicos a Escala Regional. Informe Final. Empresa Pública Desarrollo Agrario y Pesquero, Consejería de Agricultura y Pesca, Sevilla.
- Rodríguez-Díaz, J.A., 2004. Estudio de la gestión del agua de riego y aplicación de las técnicas de benchmarking a las zonas regables de Andalucía. Tesis Doctoral, Universidad de Córdoba, España.
- Rodríguez-Díaz, J.A., Knox, J.W., Weatherhead, E.K., 2005. El riego en los campos de golf de España. *Revista Greenkeepers*, pp. 28–33.
- Rodríguez-Díaz, J.A., Knox, J.W., Weatherhead, E.K., 2007. Competing demands for irrigation water: Golf and agriculture in Spain. *Irrig. Drain.* 56, 541–549.
- Rogers, P., De Silva, R., Bhatia, R., 2002. Water is an economic good: How to use prices to promote equity, efficiency, and sustainability. *Water Policy* 4, 1–17.
- Rojas-Serna, C., 2005. Quelle connaissance hydrométrique minimale pour définir les paramètres d'un modèle pluie-débit? (Which is the minimum hydrometric information to estimate the parameters of a rainfall-runoff model?), PhD thesis, 319 pp., Cemagref, Antony.
- Romero, M.A., López, F., 1987. Morfometría de redes fluviales: revisión crítica de los parámetros más utilizados y aplicación al Alto Guadalquivir. *Papeles de Geografía Física*, nº12, pp. 47–62.
- Rosenberry, D.O., Labaugh, J.W., Hunt, R.J., 2008. Use of Monitoring Wells, Portable Piezometers, and Seepage Meters to Quantify Flow Between Surface Water and Ground Water, in: *Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water*. 128 pp.
- Rossi, G., 2003. Requisites for a drought watch system. In: Rossi, G. et al. (Eds.), *Tools for Drought Mitigation in Mediterranean Regions*. Springer, Netherlands, pp. 147–157.
- Royle, S.A., 1996. Mallorca: The changing nature of tourism. *Geography Review* 9(3), 2–6.
- Rozenfeld, H.D., Rybski, D., Andrade, J.S., Batty, M., Stanley, H.E., Makse, H. a, 2008. Laws of population growth. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 105, 18702–18707.
- Ruehl, C., Fisher, A.T., Hatch, C., Huertos, M.L., Stemler, G., Shennan, C., 2006. Differential gauging and tracer tests resolve seepage fluxes in a strongly-losing stream. *J. Hydrol.* 330, 235–248.
- Ruelland, D., Ardoin-Bardin, S., Billen, G., Servat, E., 2008. Sensitivity of a lumped and semi-distributed hydrological model to several methods of rainfall interpolation on a large basin in West Africa. *J. Hydrol.* 361, 96–117.
- Ruiz, J.M., 1998. Desarrollo de un modelo hidrológico distribuido de simulación continua integrado con un sistema de información geográfica. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Valencia.

- Ruiz-García, J.M., 1999. Modelo distribuido para la evaluación de recursos hídricos. Monografías del CEDEX, 67. Ministerio de Fomento, Madrid.
- Ruiz-Rosa, I., García-Rodríguez, F.J., Santamarta, J.C., 2014. Gestión eficiente del agua en un destino turístico maduro: un estudio de caso. XVIII Congreso AECIT, 26,27 y 28 de noviembre, Benidorm, Alicante, España.
- Rushton, K.R., Kawecki, M.W., Brassington, F.C., 1988. Groundwater model of conditions in Liverpool sandstone aquifer. *J Inst Water Environ Manage.* 2, 67–84.
- Rushton, K.R., Ward, C., 1979. The estimation of groundwater recharge. *J. Hydrol.* 41, 345–361.
- Rutledge, A.T., 1998. Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records-Update. U.S. Geol. Surv. Water-Resources Investig. Rep. 52. Water-Resources Investigations Report 98-4148
- Sahuquillo, A., 1993. Papel de los acuíferos en la regulación de los recursos hídricos. Las aguas subterráneas. Importancia y perspectiva. pp. 103-117. Instituto Tecnológico Geominero de España y Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.
- Sahuquillo, A., Cassiraga, E., Solera, A., Murillo, J.M., 2010. Modelos de uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas. Publicación del Instituto Geológico y Minero (IGME). Madrid, España. 398 pp.
- Saltelli, A., 2002. Making best use of model evaluations to compute sensitivity indices. *Comput. Phys. Commun.* 145, 280–297.
- Saltelli, A., Annoni, P., Azzini, I., Campolongo, F., Ratto, M., Tarantola, S., 2010. Variance based sensitivity analysis of model output. Design and estimator for the total sensitivity index. *Comput. Phys. Commun.* 181, 259–270.
- Saltelli, A., Tarantola, S., Campolongo, F., 2000. Sensitivity analysis as an ingredient of modeling. *Stat. Sci.* 15, 377–395.
- Salvador, R., Bautista-Capetillo Carlos, C., Playán, E., 2011. Irrigation performance in private urban landscapes: A study case in Zaragoza (Spain). *Landsc. Urban Plan.* 100, 302–311.
- Samani, Z., 2000. Estimating solar radiation and evapotranspiration using minimum climatological data. *J. Irrig. Drain. Eng.* 126, 265–267.
- Sánchez Gómez, M., Pineda Velasco, A., Cabra Gil, P., 2008a. Mapa Geológico de España, Escala 50.000 3ª serie. IGME, Hoja 1065. Marbella.
- Sánchez Gómez, M., Pineda Velasco, A., Cabra Gil, P., 2008b. Mapa Geológico de España, Escala 50.000 3ª serie. IGME, Hoja 1072. Estepona.
- Sánchez, A., Murillo, J.M., 1997. Integración de los acuíferos en los sistemas de explotación. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 41 pp.
- Sánchez, V.E., Blanco, F.J., 2012. El uso sostenible de agua en núcleos urbanos: las tarifas como herramienta de control del consumo. *Observatorio Medioambiental.* 15, 35–59.
- Sánchez-Martos, F., Pulido-Bosch, A., Molina-Sánchez, L., Vallejos-Izquierdo, A., 2002. Identification of the origin of salinization in groundwater using minor ions (Lower Andarax, Southeast Spain). *Sci. Total Environ.* 297, 43–58.
- Santos-Francés, F., 1979. Estudios geológicos y edafológicos del Sector Montiel-Alcaraz-Bienservida. Ciudad Real - Albacete. Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 525 pp.

- Santucci, L., Carol, E., Kruse, E., 2016. Identification of palaeo-seawater intrusion in groundwater using minor ions in a semi-confined aquifer of the Río de la Plata littoral (Argentina). *Sci. Total Environ.* 566–567, 43–58.
- Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldívar, J., Alfaro, P., Ruano, P., 2007. El relieve de la Cordillera Bética. *Enseñanza las Ciencias la Tierra* 15, 185–195.
- Sanz de Galdeano, C., Serrano, F., López Garrido, A.C., Martín Pérez, J.A., 1993. Palaeogeography of the late aquitanian-early Burdigalian basin in the western Betic Internal Zone. *Geobios* 26, 43–55.
- Sanz-Magallón, G., 2005. Una aproximación al valor del agua utilizada en los campos de golf de las comarcas de Levante y Sureste. *Rev. Española Estud. Agrosociales y Pesq.* 99–123.
- Sarramea, J., 1981. Estimation de la fréquentation touristique d'une station (deux éléments d'enquêtes appliqués à Fréjus-Saint Raphaël), Méditerranée, nº 1.
- Saxena, R.K., 1987. Oxygen-18 fractionation in nature and estimation of groundwater recharge (Report). Uppsala University, Department of Physical Geography. Division of Hydrology.
- Scharffenberg, W., 2015. Hydrologic Engineering Center's Hydrologic Modeling System HEC-HMS User's Manual, Version 4.1. U.S. Army Corps of Engineers Institute for Water Resources.
- Schirmer, M., Leschik, S., Musolff, A., 2012. Current research in urban hydrogeology - A review. *Adv. Water Resour.* 51, 280–291.
- Schuett, M., 2007. The potential contribution of small hydroelectric generation to meeting electrical demand on Vancouver Island. Doctoral Thesis, Department of Mechanical Engineering, University of Victoria, Canada.
- Schumm, S.A., 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bull. Geol. Soc. Am.* 67, 597–646.
- SCS, 1986. Urban hydrology for small watersheds TR-55. USDA Nat. Resour. Conserv. Serv. Conserv. Engineering Div. Tech. Release 55, 164 pp.
- Searcy, J.K., 1959. Flow-duration curves. In: *Manual of Hydrology: Part 2. Low-Flow Techniques*. USGS Water-Supply Paper 1542-A.
- Sechi, G.M., Sulis, A., 2009. Water System Management through a Mixed Optimization-Simulation Approach. *J. Water Resour. Plan. Manag.* 135, 160–170.
- Segadelli, S., Vescovi, P., Ogata, K., Chelli, A., Boschetti, T., Petrella, E., Toscani, L., Gargini, A., Celico, F., 2016. A conceptual hydrogeological model of ophiolitic aquifers (serpentinized peridotite): The test example of Mt. Prinzera (northern Italy). *Hydrological Processes*, 1-16.
- SEI, 2005. WEAP Water Evaluation and Planning System. Stockholm Environment Institute, USA.
- Seibert, J., 1999. Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall-runoff model. *Agric. For. Meteorol.* 98–99, 279–293.
- Seibert, J., 1999. Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall-runoff model. *Agric. For. Meteorol.* 98–99, 279–293.
- Seibert, J., Vis, M.J.P., 2012. Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 3315–3325.
- Senciales, J.M., 1999. Redes fluviales. Metodología de análisis. Estudios y ensayos, 34. Universidad de Málaga, 337 pp.

- Sentelhas, P.C., Gillespie, T.J., Santos, E.A., 2010. Evaluation of FAO Penman-Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. *Agric. Water Manag.* 97, 635–644.
- Sepaskhah, A.R., Razzaghi, F., 2009. Evaluation of the adjusted Thornthwaite and Hargreaves-Samani methods for estimation of daily evapotranspiration in a semi-arid region of Iran. *Arch. Agron. Soil Sci.* 55, 51–66.
- Serrano-Martínez, J.M., García-Marín, R., Lagar-Timón, D., 2016. Housing, population and region in Spain: a currently saturated property market with marked regional differences. *The Geographical Journal*. pp. 1-14.
- Servat, E., Dezetter, A., 1991. Selection of calibration objective functions in the context of rainfall-runoff modelling in a Sudanese savannah area. *Hydrol. Sci. J.* 36, 307–330.
- Servat, E., Dezetter, A., 1992. Modélisation de la relation pluie-débit et estimation des apports en eau dans le nord-ouest de la Côte d'Ivoire (in French). *Hydrologie Continentale* 7(2), 129-142.
- Servat, E., Dezetter, A., 1993. Rainfall-runoff modelling and water resources assessment in northwestern Ivory Coast. Tentative extension to ungauged catchments. *J. Hydrol.* 148, 231–248.
- Shafer, B., Dezman, L., 1982. Development of a Surface Water Supply Index (SWSI) to assess the severity of drought conditions in snowpack runoff areas. In: *Western Snow Conference*. pp.164-175.
- Sherlock, R.L. 1922. Man as a geological agent. An account of his action on inanimate nature. H.F. & G. Witherby, London.
- Shin, M.J., Guillaume, J.H.A., Croke, B.F.W., Jakeman, A.J., 2013. Addressing ten questions about conceptual rainfall-runoff models with global sensitivity analyses in R. *J. Hydrol.* 503, 135–152.
- Sieber, A., Uhlenbrook, S., 2005. Sensitivity analyses of a distributed catchment model to verify the model structure. *J. Hydrol.* 310, 216–235.
- Sierra, M., 2001. Vegetación y suelo como factores del paisaje en el sector Marbella-Estepona. Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 150 pp.
- SIMA, 2015. Sistema de Información Multiterritorial de Andalucía (SIMA) – Manual de usuario. Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía. Consejería de Economía, Innovación, Ciencia y Empleo. 57 pp.
- Sloto, R. a., Crouse, M.Y., 1996. Hysep: a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. U.S. Geol. Surv. Water-Resources Investig. Rep. 96-4040 54.
- Smakhtin, V.U., 2001. Low flow hydrology: a review. *J. Hydrol.* 240, 147–186.
- Smakhtin, V.U., Hughes, D.A., 2007. Automated estimation and analyses of meteorological drought characteristics from monthly rainfall data. *Environ. Model. Softw.* 22, 880–890.
- Smith, C.L., Drever, J.I., 1976. Controls on the chemistry of springs at Teels Marsh, Mineral County, Nevada. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 1081–1093.
- Solera, A., 1997. Estudio sobre las políticas de explotación del sistema de la cabecera del Tajo y del acueducto Tajo-Segura. Proyecto final de carrera para la titulación de Ingeniero de Caminos, C. y P., presentado en la Esc. Téc. Sup. De Ing. de C.C. y P. de Valencia. Resumen publicado en “Premios Uralita. Obra Civil 1998. Conducciones, tratamiento de aguas y medio ambiente”, Ed. Uralita.
- Solera, A., Paredes, J., Andreu, J., 2015. AQUATOOL+: entorno de desarrollo de sistemas de ayuda a la decisión en materia de planificación de la gestión de cuencas hidrográficas incluyendo utilización conjunta y criterios de calidad de aguas. Versión 1.0. Universidad Politécnica de Valencia, España. 81 pp.

- Sorooshian, S., Gupta, V.K., 1983. Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: The question of parameter observability and uniqueness. *Water Resour. Res.* 19, 260–268.
- Spear, R.C., 1997. Large simulation models: Calibration, uniqueness and goodness of fit. *Environ. Model. Softw.* 12, 219–228.
- Spear, R.C., Grieb, T.M., Shang, N., 1994. Parameter uncertainty and interaction in complex environmental models. *Water Resour. Res.* 30, 3159–3169.
- Srivastav, S.K., Lubczynski, M.W., Biyani, A.K., 2007. Upscaling of transmissivity, derived from specific capacity: A hydrogeomorphological approach applied to the Doon Valley aquifer system in India. *Hydrogeol. J.* 15, 1251–1264.
- Stephenson, D., 1994. Comparison of the water balance for an undeveloped and suburban catchment: *Hydrological Sciences*. 39, 295–307.
- Stewart, B.A., Howell, S.T., 2003. *Encyclopedia of Water Science*. Marcel Dekker Inc., New York.
- Stewart, M., Cimino, J., Ross, M., 2007. Calibration of base flow separation methods with streamflow conductivity. *Ground Water* 45, 17–27.
- Stewart, M.K., 1975. Stable isotope fractionation due to evaporation and isotopic exchange of falling waterdrops: Applications to atmospheric processes and evaporation of lakes. *J. Geophys. Res.* 80, 1133.
- Stewart, M.K., 2015. Promising new baseflow separation and recession analysis methods applied to streamflow at Glendhu Catchment, New Zealand. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 2587–2603.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bull. Geol. Soc. Am.* 63, 1117–1142.
- Strahler, A.N., 1964. Quantative geomorphology of drainage basins and channel networks. En: Ven Te Chow (ed) *Hand book of Aplied Hydrology*. McGraw Hill Book Company, New York.
- Sulis, A., Sechi, G.M., 2013. Comparison of generic simulation models for water resource systems. *Environ. Model. Softw.* 40, 214–225.
- Sun, X., Xu, Y., Jovanovic, N.Z., Kapangaziwiri, E., Brendonck, L., Bugan, R.D.H., 2013. Application of the rainfall infiltration breakthrough (RIB) model for groundwater recharge estimation in west coastal South Africa. *Water SA* 39, 221–230.
- Swaney, D.P., Santoro, R.L., Howarth, R.W., Hong, B., Donaghy, K.P., 2011. Historical changes in the food and water supply systems of the New York City Metropolitan Area. *Reg. Environ. Chang.* 12, 363–380.
- Syme, G.J., Shao, Q., Po, M., Campbell, E., 2004. Predicting and understanding home garden water use. *Landsc. Urban Plan.* 68, 121–128.
- Tang, Y., Reed, P., Wagener, T., van Werkhoven, K., 2007. Comparing sensitivity analysis methods to advance lumped watershed model identification and evaluation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11 (2), 793–817.
- Tassiopoulos, D., Haydam, N., 2008. Golf tourists in South Africa: A demand-side study of a niche market in sports tourism. *Tour. Manag.* 29, 870–882.
- Tellam, J.H., Lloyd, J.W., 1986. Problems in the recognition of seawater intrusion by chemical means: an example of apparent chemical equivalence. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.* 19, 389–398.
- Témez, J.R., 1977. Modelo matemático de transformación-Aportación. ASINEL – Asociación de Investigación Industrial Eléctrica. 39 pp.
- Témez, J.R., 1978. Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (MOPU).

- Tennant, C.B., White, M.L., 1959. Study of the distribution of some geochemical data. *Econ. Geol.* 54, 1281–1290.
- Theis, C.V., Brown, R.H., Meyer, R.R., 1963. Estimating the transmissibility of aquifers from the specific capacity of wells. *U.S. Geological Surv. Water-Supply Pap.* 331–340.
- Thornthwaite, C.W., 1948. An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geogr. Rev.* 38, 55.
- Tigkas, D., Vangelis, H., Tsakiris, G., 2015. DrinC: a software for drought analysis based on drought indices. *Earth Sci. Informatics* 8, 697–709.
- Tijani, M.N., 2004. Evolution of saline waters and brines in the Benue-Trough, Nigeria. *Appl. Geochem.* 19, 1355–1365.
- Tortajada, C., 2010. Water governance: A research agenda. *Int. J. Water Resour. Dev.* 26, 309–316.
- Trabelsi, F., Tarhouni, J., Mammou, A. Ben, Ranieri, G., 2013. GIS-based subsurface databases and 3-D geological modeling as a tool for the set up of hydrogeological framework: Nabeul-Hammamet coastal aquifer case study (Northeast Tunisia). *Environ. Earth Sci.* 70, 2087–2105.
- Tubía, J., Navarro-Vilá, F., Cuevas, J., 1993. The Maláguide-Los Reales Nappe: an example of crustal thinning related to the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordillera). *Phys. Earth Planet. Inter.* 78, 343–354.
- Turc, L., 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formulation simplifié et mise à jour. *Ann. Agronomiques* 12, 13–49.
- UNEP, 2009. Tourism Impacts. <http://www.unep.fr/scp/tourism/sustain/impacts/>
- Vadillo, I., Urresti, B., Jiménez, P., Martos-Rosillo, S., Durán, J.J., Benavente, J., Carrasco, F., Pedrera, A., 2015. Preliminary hydrochemical characterization of Ronda peridotite massif (Málaga province). *El Agua en Andalucía: El agua, clave medioambiental y socioeconómica*, pp. 515–525.
- Vallejos, A., Díaz-Puga, M.A., Sola, F., Daniele, L., Pulido-Bosch, A., 2015. Using ion and isotope characterization to delimitate a hydrogeological macrosystem. Sierra de Gádor (SE, Spain). *J. Geochem. Explor.* 155, 14–25.
- Van Camp, M., Radfar, M., Walraevens, K., 2010. Assessment of groundwater storage depletion by overexploitation using simple indicators in an irrigated closed aquifer basin in Iran. *Agricult. Water Manage.* 97, 1876–1886.
- van Griensven, A., Meixner, T., Grunwald, S., Bishop, T., Diluzio, M., Srinivasan, R., 2006. A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. *J. Hydrol.* 324, 10–23.
- van Werkhoven, K., Wagener, T., Reed, P., Tang, Y., 2008. Rainfall characteristics define the value of streamflow observations for distributed watershed model identification. *Geophys. Res. Lett.* 35.
- Vandenschrack, G., Van Wesemael, B., Frot, E., Pulido-Bosch, A., Molina, L., Stiévenard, M., Souchez, R., 2002. Using stable isotope analysis ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) to characterise the regional hydrology of the Sierra de Gador, south east Spain. *J. Hydrol.* 265, 43–55.
- Vanderlinden, K., Giráldez, J.V., Van Mervenne, M., 2003. Evaluación de la capacidad de retención de agua de los suelos de Andalucía mediante el análisis del balance medio anual del agua. En: P. Marinero (Ed.) *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*. 6, 131–136.
- Vázquez-Suñé, E., Carrera, J., Tubau, I., Sánchez-Vila, X., Soler, A., 2010. An approach to identify urban groundwater recharge. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 2085–2097.
- Vengosh, A., Rosenthal, E., 1994. Saline groundwater in Israel: its bearing on the water crisis in the country. *J. Hydrol.* 156, 389–430.

- Vengosh, A., Spivack, A.J., Artzi, Y., Ayalon, A., 1999. Geochemical and boron, strontium and oxygen isotopic constraints on the origin of the salinity in groundwater from the Mediterranean coast of Israel. *Water Resour. Res.* 35, 1877-1894.
- Vera, J.F., Torres, F.J., 1999. Peculiaridades y tendencias en el gasto turístico del agua. En: *Los Usos del Agua en España*, Alicante, Caja de Ahorros del Mediterráneo e Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante, pp. 161-201.
- Vera-Peláez, J.L., Muñiz-Solís, R., Lozano-Francisco, M.C., Martinell, J., Doménech, R. Guerra-Merchán, A., 1995. Cancellariidae Gray, 1853 del Plioceno de la provincia de Málaga, España. *Treballs del Museo de Geologia de Barcelona*, 4, 133-179.
- Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., López-Moreno, J.I., 2010. A multiscale drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index. *J. Clim.* 23, 1696-1718.
- Villar, A. del., 2010. Los precios de los servicios del agua. Un análisis prospectivo de demanda sobre los usos domésticos. *Estudios de Economía Aplicada*. 28, 333-356.
- Vogt, J. V., Somma, F., 2000. Drought and drought mitigation in Europe. *Water Int.* 14, 111-120.
- Vörösmarty, C.J., Federer, C.A., Schloss, A.L., 1998. Potential evaporation functions compared on US watersheds: Possible implications for global-scale water balance and terrestrial ecosystem modeling. *J. Hydrol.* 207, 147-169.
- Voutsis, N., Kelepertzis, E., Tziritis, E., Kelepertsis, A., 2015. Assessing the hydrogeochemistry of groundwaters in ophiolite areas of Euboea Island, Greece, using multivariate statistical methods. *J. Geoch. Explor.* 159, 79-92.
- Wagener, T., Kollat, J., 2007. Numerical and visual evaluation of hydrological and environmental models using the Monte Carlo analysis toolbox. *Environ. Model. Softw.* 22, 1021-1033.
- Wagener, T., Lees, M.J., Wheeler, H.S., 2001. A toolkit for the development and application of parsimonious hydrological models. *Math. Model. small watershed Hydrol.* 2.
- Wagener, T., Sivapalan, M., Troch, P., Woods, R., 2007. Catchment Classification and Hydrologic Similarity. *Geogr. Compass* 1, 1-31.
- Wagener, T., Wheeler, H.S., Gupta, H.V., 2003. Identification and evaluation of watershed models, in: *Calibration of Watershed Models. Water Science and Application*. pp. 29-47.
- Wang, B.H., Small, M.J., Dzombak, D.A., 2015. Improved efficiency reduces U.S. industrial water withdrawals, 2005-2010. *Environmental Science & Technology Letters*. 2, 79-83.
- Waseem, M., Ajmal, M., Kim, T.W., 2015. Development of a new composite drought index for multivariate drought assessment. *J. Hydrol.* 527, 30-37.
- Watkins, L.H., 1962. *The Design of Urban Sewer Systems: Research into the Relation Between the Rate of Rainfall and the Rate of Flow in Sewers: Road Research Technical Paper No. 55*, HMSO, London, 96 pp.
- Werner, A.D., Bakker, M., Post, V.E.A., Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., Simmons, C.T., Barry, D.A., 2013. Seawater intrusion processes, investigation and management: recent advances and future challenges. *Adv. Water Resour.* 51, 3-26.
- Westbrook, S.J., Rayner, J.L., Davis, G.B., Clement, T.P., Bjerg, P.L., Fisher, S.J., 2005. Interaction between shallow groundwater, saline surface water and contaminant discharge at a seasonally and tidally forced estuarine boundary. *J. Hydrol.* 302, 255-269.
- Westerberg, I.K., Guerrero, J.L., Younger, P.M., Beven, K.J., Seibert, J., Halldin, S., Freer, J.E., Xu, C.Y., 2011. Calibration of hydrological models using flow-duration curves. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 2205-2227.

- Westhoff, M., Savenije, H., Luxemburg, W., Stelling, G.S., van de Giesen, N.C., Selker, J.S., Pfister, L., Uhlenbrook, S., 2007. A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 1469–1480.
- Wiles, T.J., Sharp, J.M., 2008. The secondary permeability of impervious cover. *Environ. Eng. Geosci.* 14, 251–265.
- Wilhite, D.A., 2000. Drought as a natural hazard: concepts and definitions. In: *Drought: a global assessment. Hazards and disasters: a series of definitive major works, Chapter 1*, edited by: Keller, A. Z., Routledge Publishers, London, UK.
- WMO, 1975. Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. Operational Hydrology Report no. 7, WMO, Geneva, Switzerland.
- Wolf, L., Held, I., Eiswirth, M., Hötzl, H., 2004. Impact of leaky sewers on groundwater quality. *Acta Hydrochim. Hydrobiol.* 32, 361–373.
- Wolfe, R.I., 1952. Wasaga beach: The divorce from the geographic environment. *The Canadian Geographer/Le Géographe canadien*, 1, 57–66.
- Wu, H., Hayes, M.J., Weiss, A., Hu, Q., 2001. An evolution of the standardized precipitation index, the China-Z index and the statistical Z-score. *Int. J. Climatol.* 21, 745–758.
- Xu, Z.X., Schultz, G.A., Schumann, A., 2002. A conceptually based stochastic point process model for daily stream-flow generation, *Hydrol. Processes*, 16, 3003–3017.
- Xu, Y., Van Tonder, G.J., 2001. Estimation of recharge using a revised CRD method. *Water SA* 27, 341–343.
- Yalcin, T., Yetemen, O., 2009. Local warming of groundwaters caused by the urban heat island effect in Istanbul, Turkey. *Hydrogeol. J.* 17, 1247–1255.
- Yamanaka, M., Kumagai, Y., 2006. Sulfur isotope constraint on the provenance of salinity in a confined aquifer system of the southwestern Nobi Plain, central Japan. *J. Hydrol.* 325, 35–55.
- Yang, Y., Lerner, D.N., Barrett, M.H., Tellam, J.H., 1999. Quantification of groundwater recharge in the city of Nottingham, UK. *Environ. Geol.* 38, 183–198.
- Ye, W., Bates, B.C., Viney, N.R., Sivapalan, M., Jakeman, A.J., 1997. Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments. *Water Resour. Res.* 33, 153–166.
- Young, P., Parkinson, S., Lees, M., 1996. Simplicity out of complexity in environmental modelling: Occam's razor revisited, *Journal of Applied Statistics*. 23 (2-3): 165-210.
- Young, R.C., Biggs, J.T., Ziegler, V.E., Meyer, D.A., 1978. A rating scale for mania: Reliability, validity and sensitivity. *Br. J. Psychiatry* 133, 429–435.
- Zambrano, M., 2014. Goodnes-of-fit functions for comparison of simulated and observed hydrologica time series. "hydroGOF" R package. Vienna: R Foundation for Statistical Computing.
- Zhang, H.H., Brown, D.F., 2005. Understanding urban residential water use in Beijing and Tianjin, China. *Habitat Int.* 29, 469–491.
- Zhang, R., Li, Q., Chow, T.L., Li, S., Danielescu, S., 2013. Baseflow separation in a small watershed in New Brunswick, Canada, using a recursive digital filter calibrated with the conductivity mass balance method. *Hydrol. Process.* 27, 2659–2665.
- Zwietering, M.H., Jongenburger, I., Rombouts, F.M., Van't Riet, K., 1990. Modeling of the bacterial growth curve. *Appl. Environ. Microbiol.* 56, 1875–1881.

ANEXOS

1. Apartado gráfico

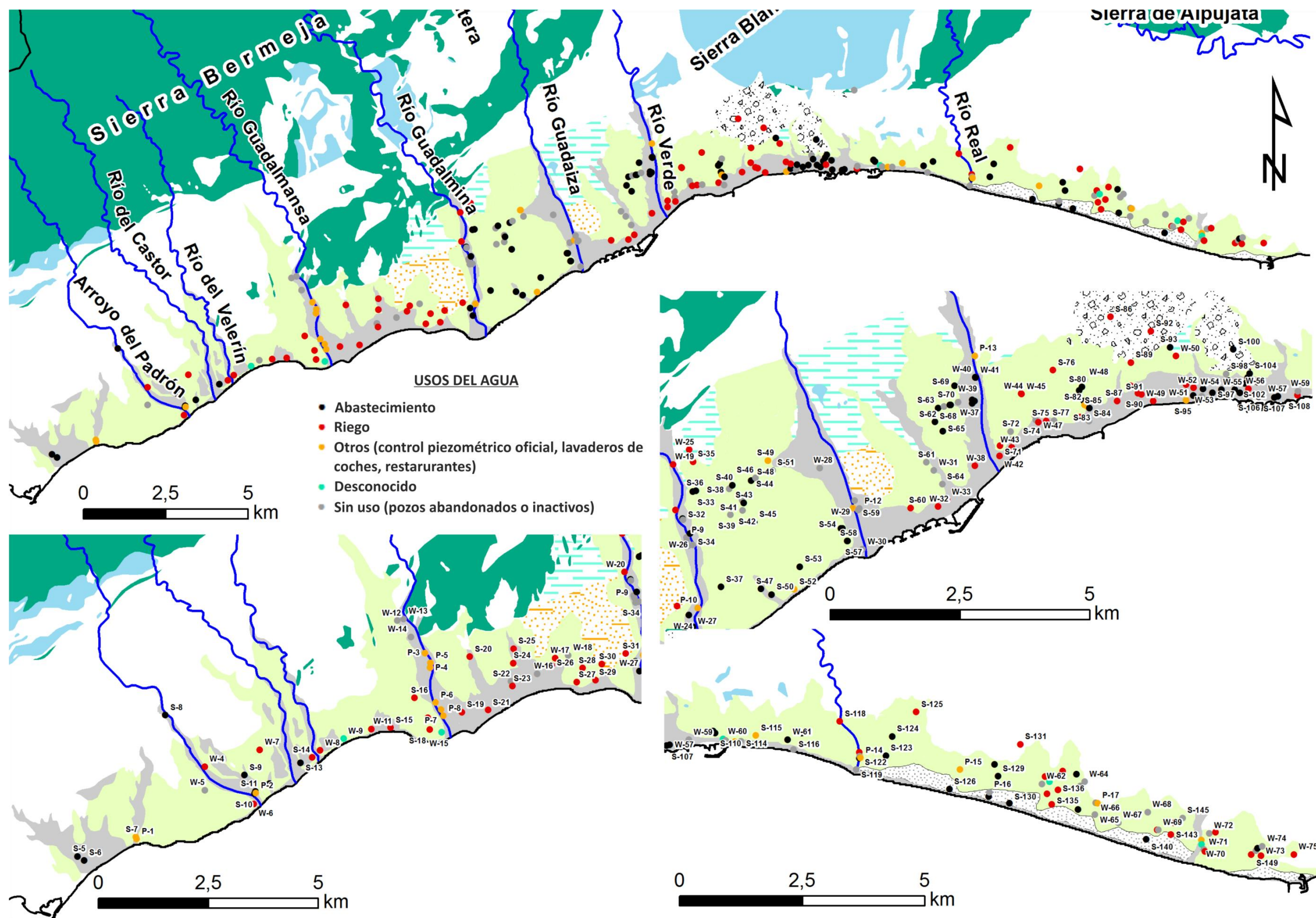
1.a. Mapa del inventario de puntos de agua

1.b. Columnas litológicas

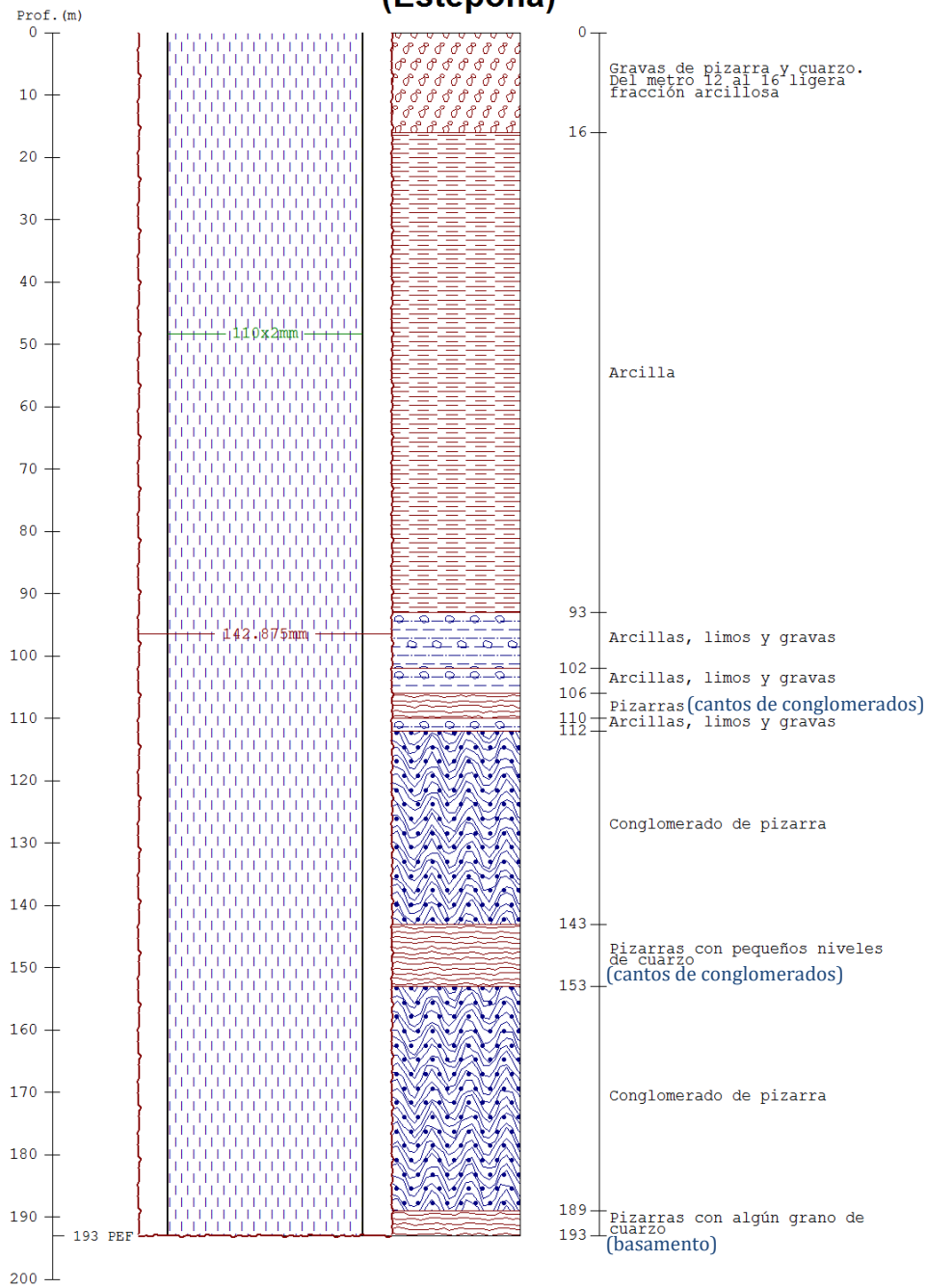
1.c. Interpretación de pruebas de bombeo

1.a. Mapa del inventario de puntos de agua

- Los códigos están ordenados longitudinalmente de menor a mayor valor

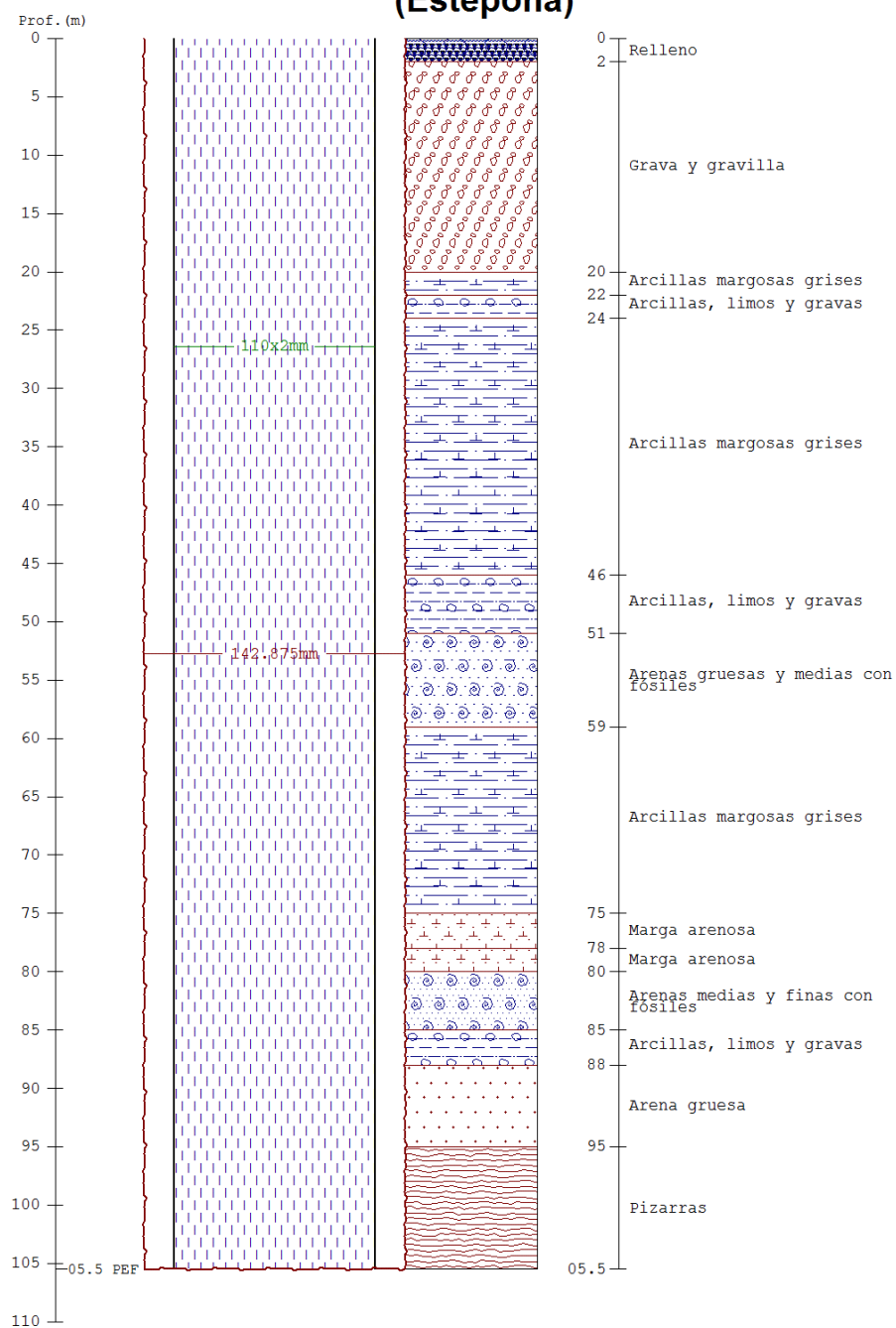


P-2: Río Padrón (Estepona)



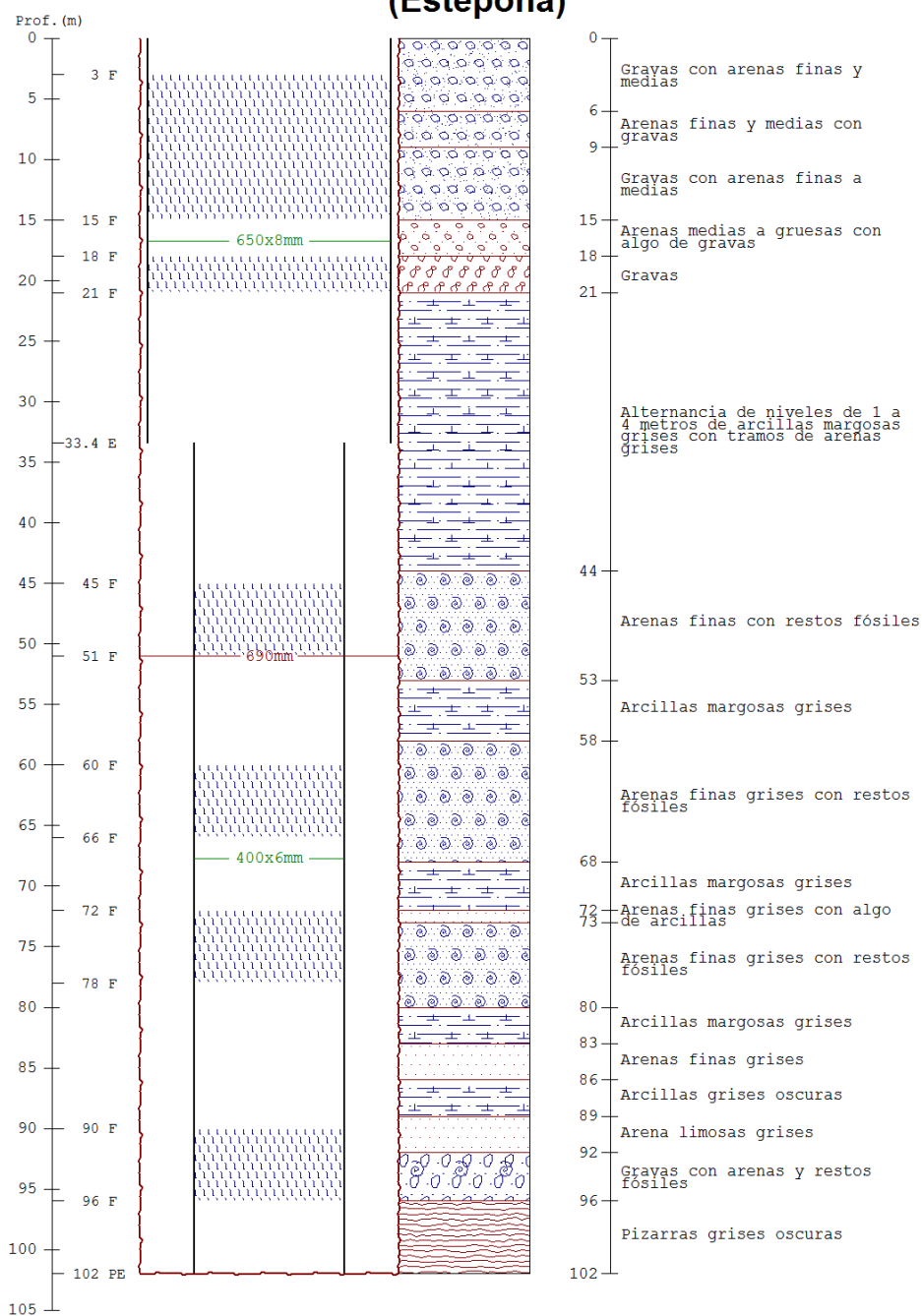
Huso: 30 X: 311,202 Y: 4,034,681 Z: 3.1

P-4: Pz-2 (Estepona)



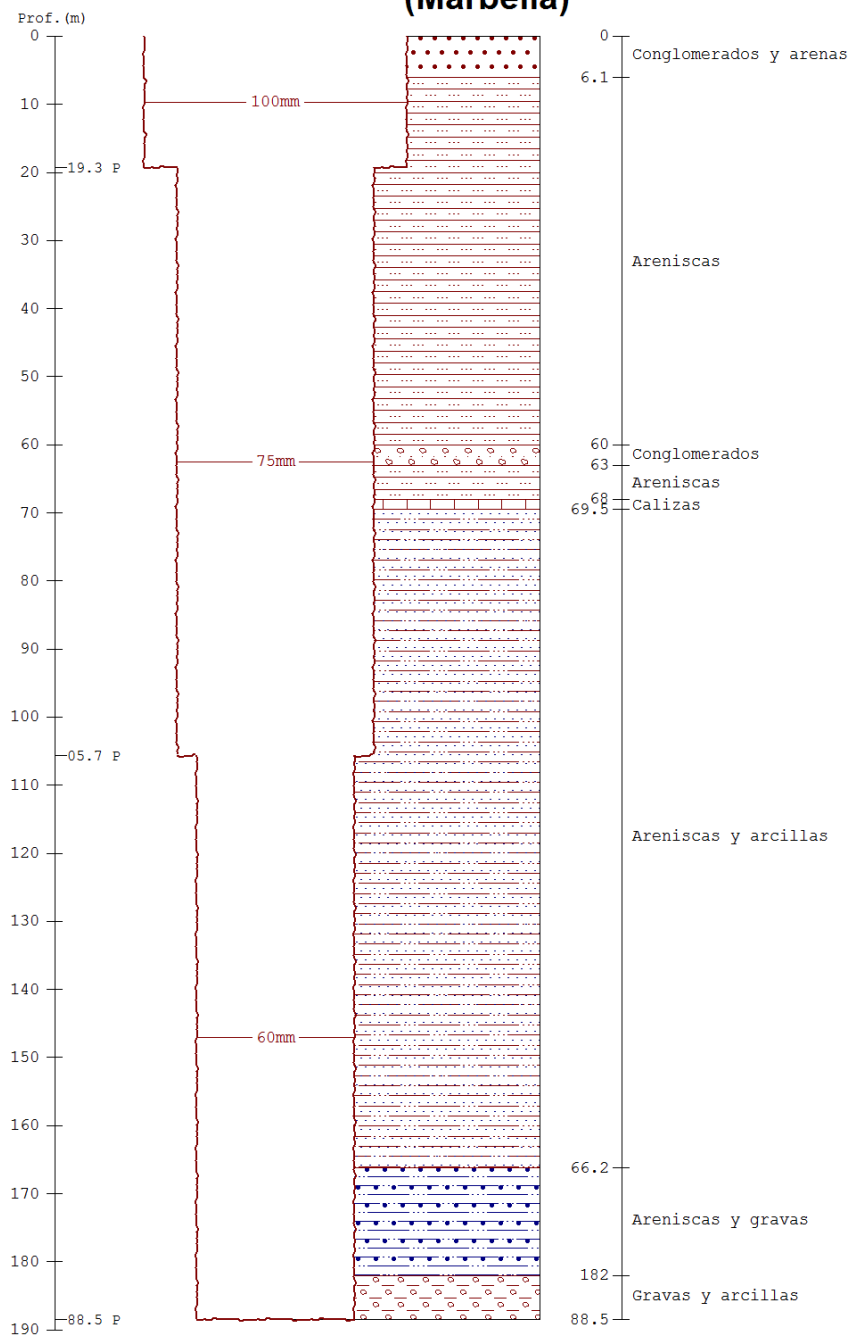
Huso: 30 X: 315,172 Y: 4,037,536 Z: 11.9

P-5: Guadalmanza Nuevo 1 (Estepona)



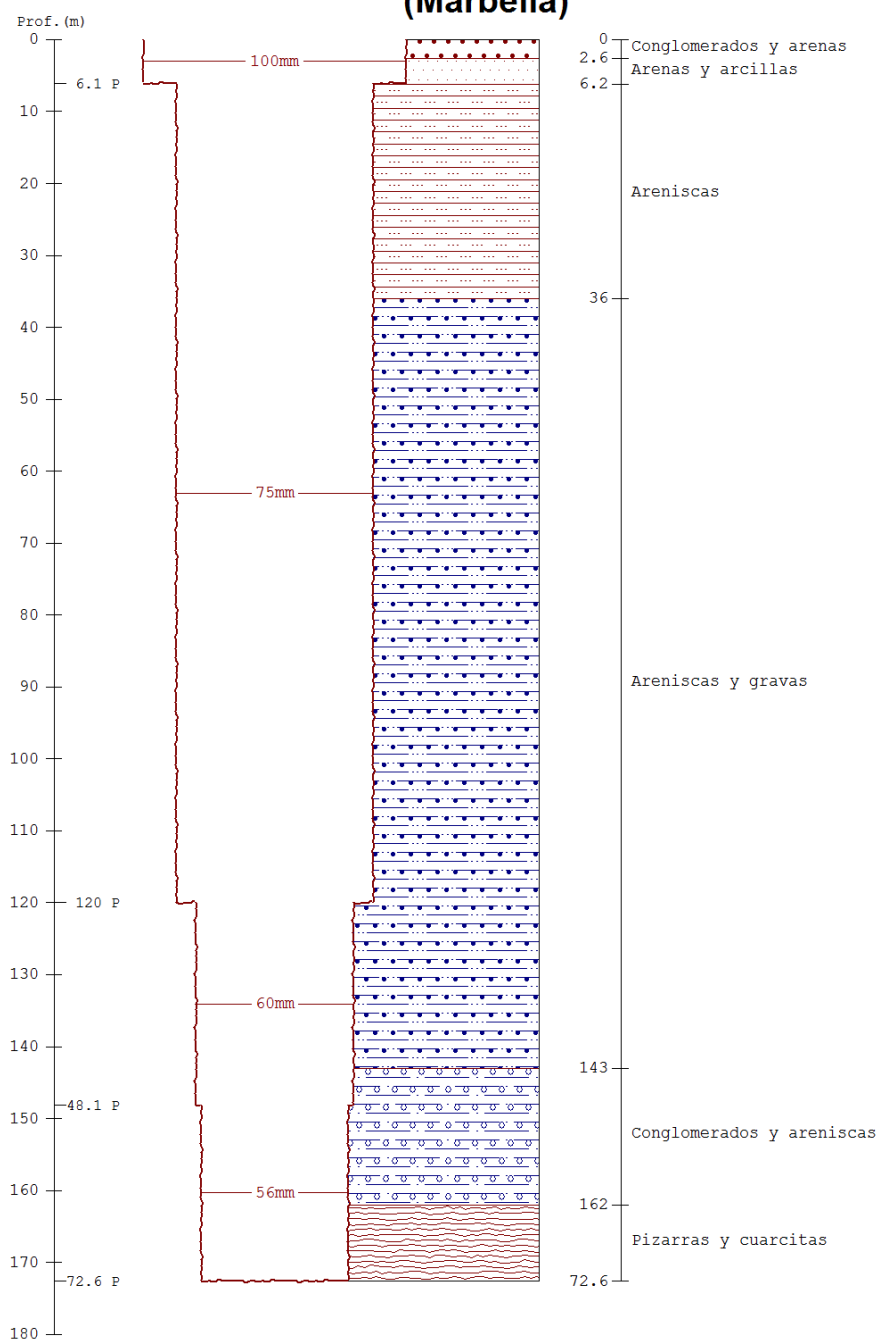
Huso: 30 X: 315,181 Y: 4,037,646 Z: 12

S-119: Río Real - 7944 (Marbella)



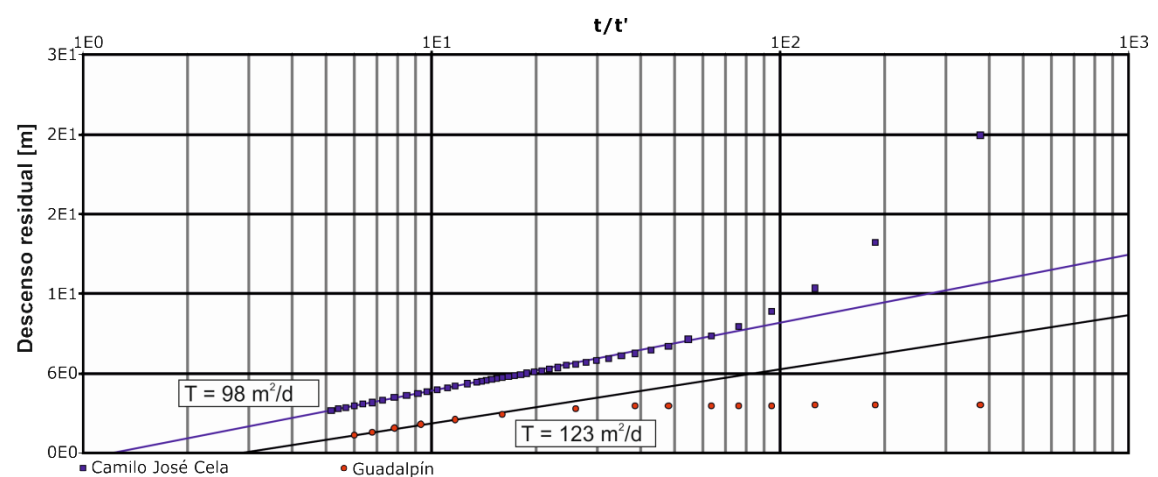
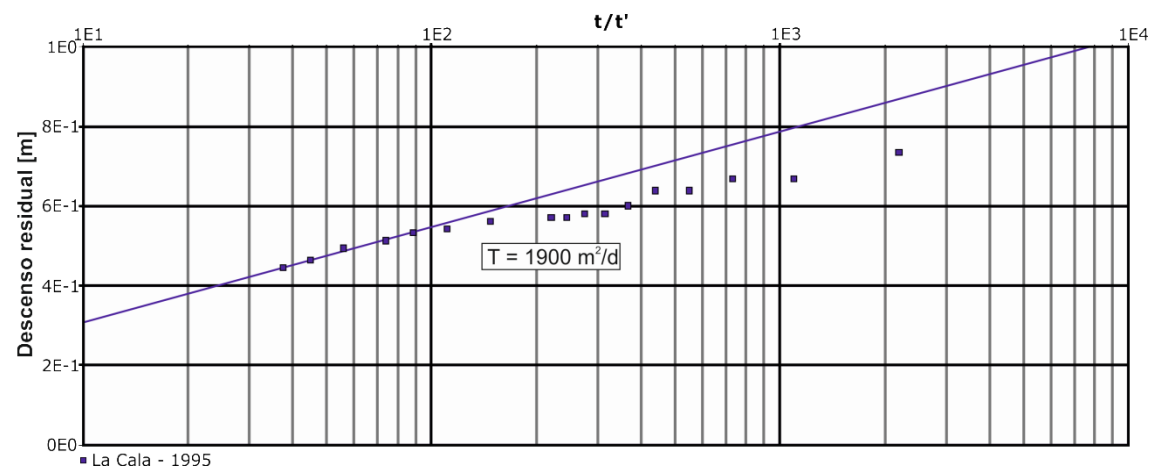
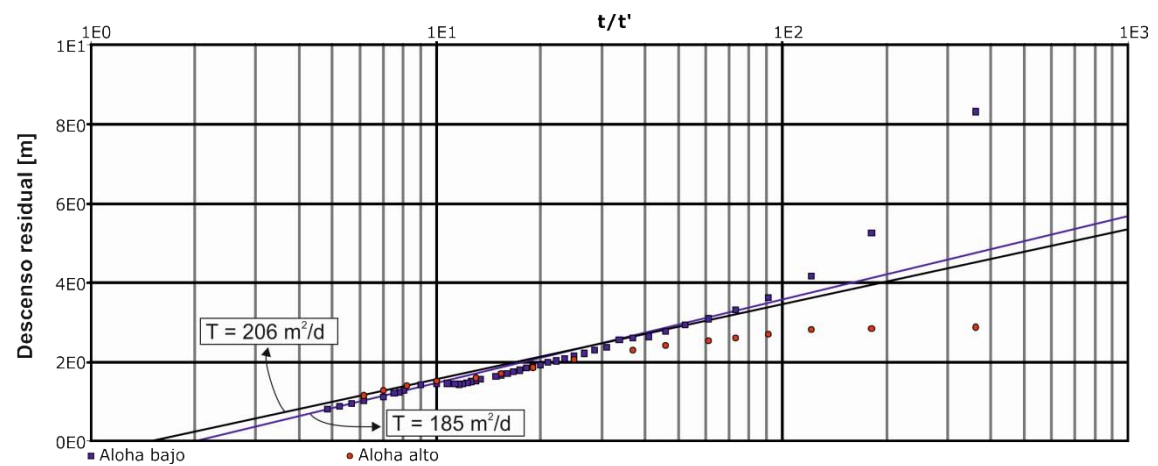
Huso: 30 X: 335,012 Y: 4,041,395 Z: 5

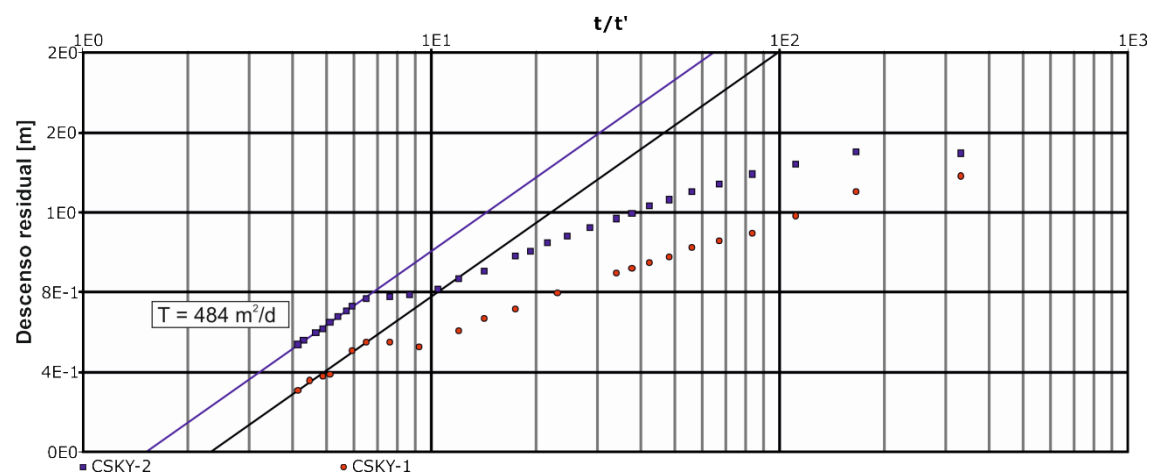
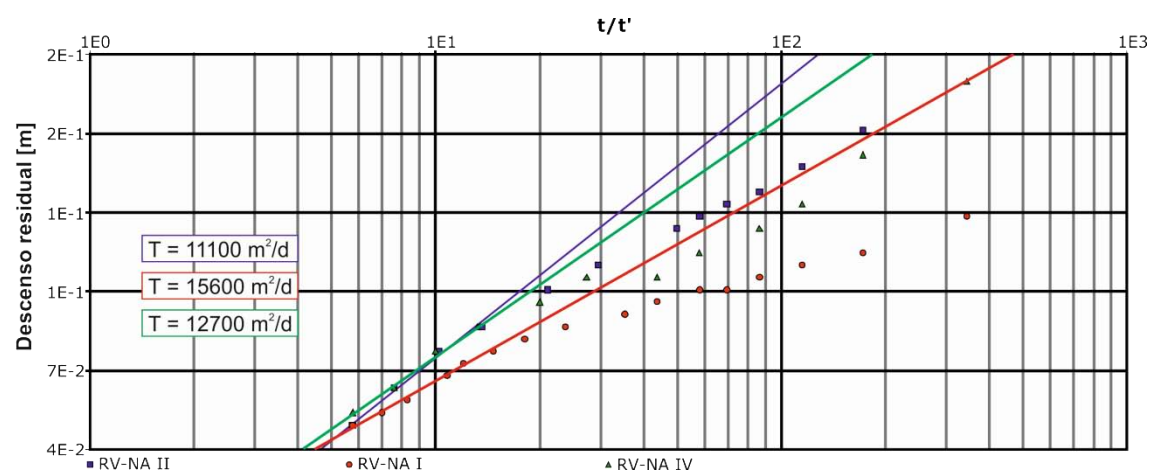
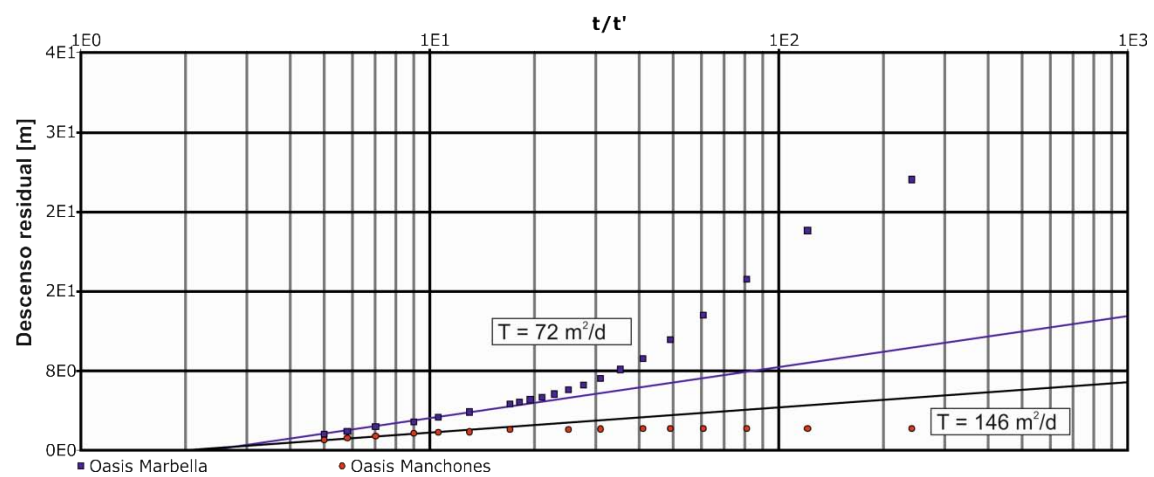
S-122: Río Real - 7950 (Marbella)

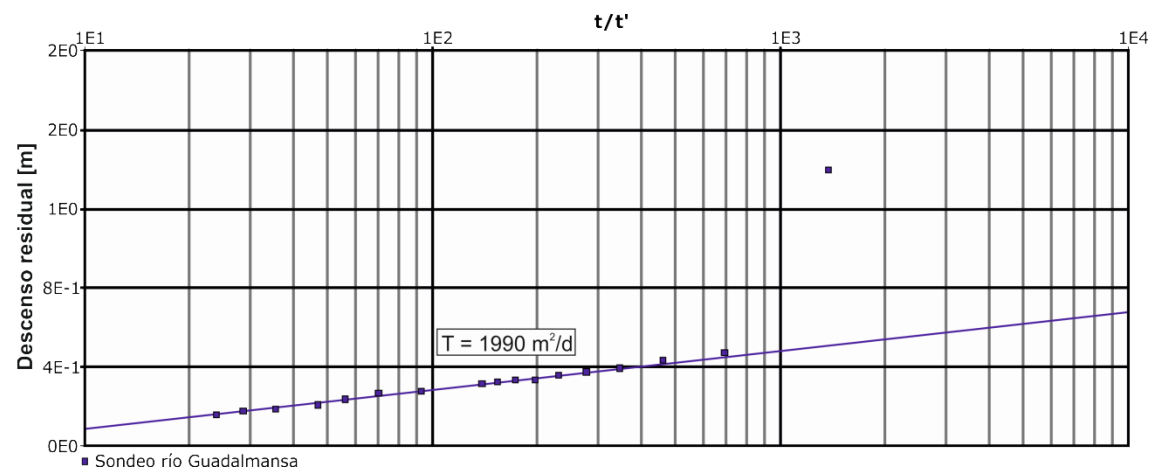
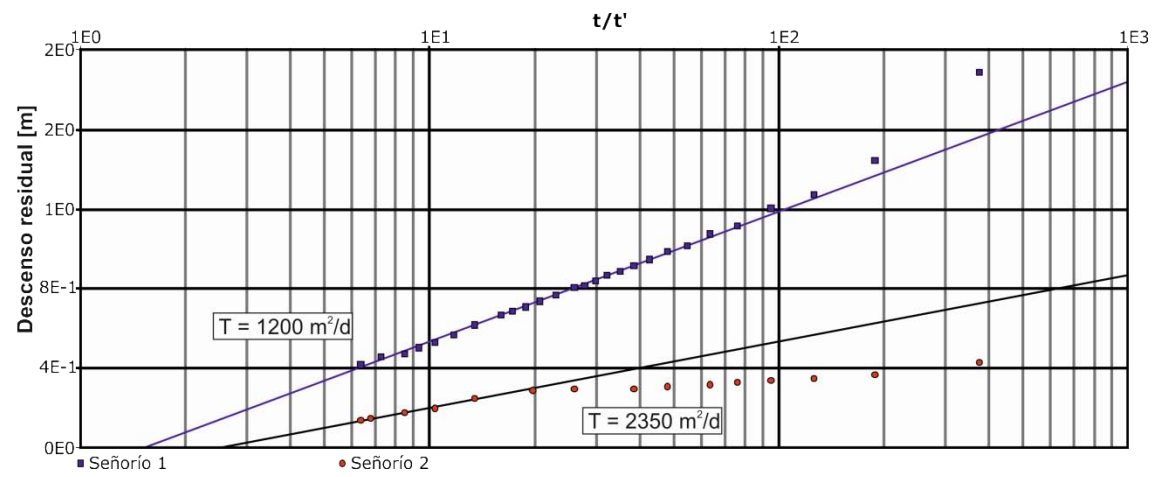


Huso: 30 X: 335,087 Y: 4,041,670 Z: 10

1.c. Interpretación de pruebas de bombeo







2. Documentación complementaria

2.a. Base de datos de puntos de agua

2.b. Publicaciones

2.a. Base de datos de puntos de agua

Nombre del punto de agua	Código IPA	Código CAL	Cota topográfica (m s.n.m.)	Uso del agua (2014)
Pueblo	S-1	-	13,5	Abastecimiento
Costa	S-2	-	6,8	Sin uso
Ferial-2	S-3	-	7,9	Abastecimiento
Ferial-1	S-4	-	7,6	Abastecimiento
Colonia	W-1	-	3,7	Sin uso
Noria	W-2	-	4,8	Sin uso
Guadalobón	W-3	-	3,8	Sin uso
Ambulatorio	S-5	A-1	7,3	Abastecimiento
Monterroso	S-6	A-2	5,4	Abastecimiento
La Cala_Mun	S-7	-	3,2	Baldeo calles
La Cala	P-1	-	3,1	Red control piezométrico
Padrón Alto	S-8	-	50,0	Abastecimiento
Viveros El Edén	W-4	-	19,4	Riego
Plioceno Particular	W-5	-	27,8	Sin uso
Puerto Romano	S-9	A-3	9,9	Abastecimiento
Kempinski	W-6	A-4	7,1	Riego
Padrón Bajo Corto	S-10	-	3,3	Abastecimiento
Río Padrón	P-2	A-5	3,1	Red control piezométrico
Padrón Bajo Largo	S-11	A-6	3,9	Abastecimiento
Viveros Estepona	W-7	A-7	15,2	Riego
Arroyo Judío	S-12	A-8	5,8	Abastecimiento
Dominion Beach	S-13	A-9	13,3	Abastecimiento
El Velerín	S-14	-	12,7	Riego
Bahía del Velerín	W-8	A-10	7,4	Riego
Andalucía Beach	W-9	-	7,2	Desconocido
Hacienda Beach II-III	W-10	A-11	8,1	Sin uso
Los Granados Playa	W-11	A-12	7,6	Riego
El Pirata	S-15	A-13	6,9	Riego
Guadalmansa esculturas	W-12	-	24,8	Sin uso
Guadalmansa alto	W-13	-	25,3	Sin uso
Guadalmansa	W-14	-	19,7	Sin uso
Dunas Green	S-16	A-14	39,5	Riego
Guadalmansa Nuevo 2	P-3	-	14,3	Red control piezométrico
Parque Antena	S-17	-	18,0	Riego
Menara Beach	S-18	A-15	8,2	Riego
Pz-2	P-4	-	11,9	Red control piezométrico
Guadalmansa Nuevo 1	P-5	A-16	12,0	Red control piezométrico
Pozo-E2	P-6	-	5,0	Red control piezométrico
Pozo E.1	P-7	-	5,1	Red control piezométrico
Ibersol Resort	W-15	-	6,2	Desconocido
Guadalmansa. (Guadalmina Estepona)	P-8	-	3,7	Red control piezométrico
Park Beach	S-19	A-17	13,6	Riego
Viveros Balbuena-1	S-20	A-18	13,7	Riego
Costalita	S-21	-	3,4	Riego
Bel-Air	S-22	-	11,9	Sin uso
El Saladillo	S-23	A-19	9,4	Riego
Las Jacarandas	S-24	A-20	23,7	Riego
Viveros del Valle	S-25	A-21	12,9	Riego
Finca Estepona	W-16	-	9,6	Sin uso
Paraíso medio-2	S-26	-	16,4	Riego
Paraíso medio-1	W-17	A-22	24,4	Riego
Sun Garden	W-18	A-23	22,4	Sin uso
Benamara-1 (Jardín)	S-27	A-24	2,5	Riego
Benamara-2 (Crowne)	S-28	-	8,2	Riego
El Presidente	S-29	A-25	7,2	Riego
Hacienda del Sol	S-30	A-26	13,4	Riego
Valle del Sol - Río	W-19	-	38,2	Riego
Atalaya Golf	W-20	-	29,6	Riego
Atalaya Junta (IGME)	S-31	A-27	21,8	Riego
Pozo Río Guadalmina	W-21	-	25,1	Abastecimiento

Nombre del punto de agua	Código IPA	Código CAL	Cota topográfica (m s.n.m.)	Uso del agua (2014)
Río Guadalmina-2	S-32	-	24,9	Sin uso
Parcela Guadalmina	P-9	-	23,0	Sin uso
Parcela Siguiente	W-22	-	22,6	Sin uso
Parcela Siguiente 2	W-23	-	20,6	Sin uso
Atalaya Park	W-24	B-1	8,7	Abastecimiento
Casa Miguel Cuevas	W-25	C-1	62,1	Riego
Guadalmina Nº6	W-26	-	23,5	Abastecimiento
Nebralejos	S-33	C-2	54,6	Abastecimiento
Parcela Siguiente 3	S-34	-	21,8	Sin uso
Valle del Sol - Particular	S-35	-	60,0	Riego
Pozo Nº2	W-27	-	6,9	Abastecimiento
Valle del Sol 1er	S-36	-	58,2	Abastecimiento
Guadalmina. Urbanización Alhambra	P-10	-	8,9	Red control piezométrico
Capilla	S-37	C-3	25,9	Abastecimiento
CSKY-1	S-38	-	28,4	Sin uso
Medranas	S-39	-	22,7	Sin uso
CSKY-2	S-40	C-4	38,2	Abastecimiento
Altavista Aband. -2	S-41	-	44,7	Sin uso
Altavista Aband. -1	S-42	-	41,6	Sin uso
Altavista	S-43	C-5	48,0	Abastecimiento
San Pedro-1	S-44	C-6	52,0	Abastecimiento
Lindavista Alta	S-45	C-7	46,5	Abastecimiento
San Pedro-2	S-46	-	54,1	Sin uso
Guadalmina Nº9	S-47	C-8	5,7	Abastecimiento
BP San Pedro-1	S-48	C-9	54,7	Lavadero coches
BP San Pedro-2	S-49	-	54,6	Lavadero coches
Lindavista Baja	S-50	-	4,9	Abastecimiento
Las escuelas	S-51	-	51,1	Sin uso
Bora-Bora	S-52	-	3,9	Restaurante
Marqués del Duero	S-53	-	8,7	Abastecimiento
Gran Guadaiza	W-28	-	25,1	Sin uso
Parc. E-1 Atrás (CB)	S-54	B-2	9,2	Abastecimiento
Parc. E-1 Delante (CB)	S-55	-	8,9	Abastecimiento
Casa habitada	S-56	-	12,6	Sin uso
Higuera 300 cms (CB)	S-57	B-3	6,5	Abastecimiento
Higuera 40 cms (CB)	S-58	-	6,5	Abastecimiento
Guadaiza Pz-1	P-11	B-4	11,3	Red control piezométrico
Gran Diámetro	W-29	-	13,5	Sin uso
Chirimoyo-2	S-59	-	11,5	Sin uso
Chirimoyo-1	P-12	-	11,7	Sin uso
Los Pinos (CB)	W-30	B-5	3,5	Sin uso
Villa Marina	S-60	-	8,6	Riego
Escobatilla	S-61	-	14,8	Sin uso
Benavolá-1	W-31	-	10,0	Sin uso
Aloha 4 Torres	S-62	D-1	45,0	Abastecimiento
Playas del Duque	W-32	D-2	10,3	Riego
Aloha Alto	S-63	D-3	39,5	Abastecimiento
Benavolá-2	S-64	-	7,4	Sin uso
Atalaya del Río Verde	S-65	D-4	48,6	Abastecimiento
Aloha Bajo	S-66	-	24,2	Sin uso
Jardines del Puerto	W-33	D-5	6,4	Riego
Urb. Aloha-1	S-67	-	16,8	Abastecimiento
Urb. Aloha-2	S-68	D-6	16,2	Abastecimiento
La Cañada	S-69	D-7	23,5	Abastecimiento
Los Naranjos	S-70	-	13,4	Sin uso
Río Verde Nueva Andalucía-1	W-34	-	10,3	Abastecimiento
Río Verde Nueva Andalucía-3	W-35	B-6	9,7	Abastecimiento
Río Verde Nueva Andalucía-4	W-36	-	9,9	Abastecimiento
Río Verde Nueva Andalucía-2	W-37	-	10,0	Abastecimiento
Río Verde. Rambla Marbella Istán	P-13	-	16,0	Red control piezométrico

Nombre del punto de agua	Código IPA	Código CAL	Cota topográfica (m s.n.m.)	Uso del agua (2014)
CCPP La Alcazaba	W-38	B-7	3,1	Riego
Río Verde Marbella-3	W-39	-	13,2	Abastecimiento
Río Verde Marbella-2	W-40	-	13,1	Abastecimiento
Río Verde Marbella-1	W-41	B-8	12,6	Abastecimiento
Urb. Río Verde Playa	W-42	E-1	3,7	Riego
Centro Forestal Sueco	S-71	E-2	16,1	Riego
Oasis Manchones	S-72	-	14,8	Sin uso
Oasis Marbella	S-73	-	9,9	Sin uso
Coral Beach (Iberostar)	W-43	-	6,8	Riego
Jacaranda 1 - Al Khaldiah	W-44	-	36,9	Riego
Jacaranda 2 - Al Khaldiah	W-45	-	36,3	Riego
Trinidad Libre	W-46	E-3	26,7	Sin uso
La Trinidad	S-74	-	18,7	Sin uso
Oasis Urb.	W-47	-	16,1	Riego
Jardín	S-75	-	15,7	Riego
Las Lomas de Marbella club (Clavijo)	S-76	-	52,2	Riego
Jeque	S-77	E-4	10,3	Sin uso
Pádel SÑ	S-78	E-5	36,9	Abastecimiento y riego
Marina de Puente Romano	S-79	E-6	16,2	Riego
Tenis SÑ	S-80	E-7	32,5	Abastecimiento y riego
Señorio-1	S-81	-	26,7	Abastecimiento
Señorio-4	S-82	-	24,7	Recarga artificial
Río SÑ	W-48	-	33,9	Sin uso
Señorio-2	S-83	-	24,1	Recarga artificial
Torreverde	S-84	-	14,3	Sin uso
Señorio-3	S-85	E-8	20,2	Abastecimiento
Batatal	S-86	-	121,7	Riego
Hotel Marbella Club	S-87	E-9	22,4	Riego
Marbella Real	S-88	E-10	28,1	Riego
La Carolina	S-89	-	63,0	Riego
Villa Tiberio	S-90	E-11	16,0	Riego
Particular Tiberio	S-91	-	13,4	Riego
Buchinger	S-92	E-12	101,7	Riego
Marbella del Mar	W-49	-	6,1	Riego
La Virginia-1	S-93	E-13	72,1	Abastecimiento
La Virginia-2	W-50	-	55,1	Riego
Alhambra del Mar	S-94	E-14	17,8	Riego
Pesquera-Barbacoa	S-95	E-15	7,5	Restaurante
Don Pepe-1	W-51	-	13,7	Abastecimiento y riego
Jardines del Mar	W-52	-	9,5	Riego
Guadalpín	S-96	-	5,1	Sin uso
Don Gonzalo	W-53	-	14,7	Abastecimiento
Camilo José Cela	S-97	E-16	12,0	Abastecimiento
Atrium	W-54	-	11,2	Abastecimiento
Jacinto Benavente-1	S-98	-	20,8	Sin uso
Balmoral	S-99	E-17	12,6	Abastecimiento y riego
Edif. Las Palmeras	S-100	E-18	65,4	Abastecimiento
Edificio Lord	W-55	-	8,6	Abastecimiento
SKOL	S-101	E-19	8,9	Abastecimiento
Edif. Nueva Marbella	S-102	-	13,5	Abastecimiento
Edif. Maria III	S-103	-	17,8	Abastecimiento
Parque de la Constitución	W-56	-	9,5	Riego
Jacinto Benavente-2	S-104	E-20	0,0	Abastecimiento
Edif. Alfil	S-105	-	15,4	Abastecimiento
Marbella 2000	S-106	-	6,1	Abastecimiento
Edificio Mediterráneo	S-107	E-21	6,6	Abastecimiento
El Fuerte-1	W-57	-	8,1	Abastecimiento y riego
Cementerio Virgen del Carmen	W-58	-	148,6	Sin uso
Apartamentos San Ramón	S-108	E-22	9,4	Riego
Hotel Europa	W-59	-	12,1	Sin uso

Nombre del punto de agua	Código IPA	Código CAL	Cota topográfica (m s.n.m.)	Uso del agua (2014)
Edificio Caracas-Atenas-Bruselas	S-109	E-23	20,7	Abastecimiento
Bellamar Hotel Escuela	S-110	E-24	16,2	Abastecimiento
Marina Marbella (Single Home)	W-60	-	6,3	Desconocido
Comercial Casavilla	S-111	-	2,6	Sin uso
Comercial Puerto	S-112	E-25	2,6	Sin uso
Incomar	S-113	E-26	4,2	Doméstico
Mercedes (Ibericar)	S-114	-	9,1	Sin uso
Lavandería - Tío Mateo	S-115	-	6,2	Lavandería
Real de Panorama	W-61	F-1	20,4	Abastecimiento
Funny beach	S-116	-	3,8	Sin uso
El Real	S-117	F-2	35,0	Abastecimiento
Los Granados	S-118	-	14,8	Riego
Río Real - 7944	S-119	-	2,3	Sondeo de investigación
Los Monteros Marbella (nuevo)	S-120	-	5,5	Abastecimiento
Sondeo del Hoyo 5	S-121	-	7,9	Riego
Río Real - 7950	S-122	-	5,7	Sondeo de investigación
Río Real	P-14	-	7,8	Red control piezométrico
Cañaveral	S-123	F-4	8,2	Abastecimiento
Los Molineros	S-124	F-5	34,6	Abastecimiento
Santa Clara Golf	S-125	-	29,6	Riego
Barón	S-126	-	3,8	Abastecimiento
Siete Revueltas Pz-1	P-15	F-6	5,5	Red control piezométrico
Camping Bugarvilla	S-127	-	3,9	Abastecimiento
PVC (dunas El Barronal)	P-16	-	9,0	Sin uso
El Rosario	S-128	F-7	21,6	Abastecimiento
Urb. Las Chapas	S-129	F-8	28,4	Abastecimiento
Costabella	S-130	F-9	3,6	Abastecimiento
Rosario English Man	S-131	-	63,7	Riego
Viveros Costabella-2	W-62	-	25,5	Sin uso
Viveros Costabella-1	S-132	F-10	23,9	Riego
Hotel Marbella Playa	S-133	-	17,4	Riego
Urb. Los Pinos	S-134	-	19,7	Desconocido
Lunamar	S-135	F-11	14,7	Riego
English College	S-136	F-12	23,2	Riego
Viveros González	S-137	F-13	38,9	Riego
RICMAR Comunidad	W-63	-	36,8	Abastecimiento
Tiempo Libre	S-138	F-14	19,6	Abastecimiento y riego
Finca La Vegueta-1	S-139	-	23,7	Sin uso
Finca La Vegueta-2	W-64	-	13,6	Sin uso
Campo Limones-2	W-65	-	5,4	Sin uso
Pozo Real Zg-2	W-66	-	7,0	Sin uso
Real de Zaragoza Pz-1	P-17	F-15	7,3	Red control piezométrico
Pozo Mercadillo	W-67	-	7,0	Sin uso
Soleuropa	S-140	F-16	20,3	Abastecimiento
Parque Valeriano Rodríguez	W-68	-	23,1	Sin uso
Pinar 3	S-141	-	17,3	Riego
Pinar en alto	W-69	-	16,7	Sin uso
Palacio del Sol	S-142	-	23,2	Desconocido
Marbella del Este	S-143	F-17	27,6	Riego
Particular La Serena	S-144	-	23,9	Riego
Elviria Aguas	S-145	-	21,3	Sin uso
Camping Marbella Playa	S-146	F-18	5,5	Lavadero coches
Particular Camping Marbella Playa	W-70	-	6,1	Desconocido
Marbesa-2	W-71	-	6,7	Sin uso
Marbesa-1	S-147	F-19	9,0	Riego
Las Chapas-A7	W-72	-	13,5	Sin uso
Hacienda Las Chapas	S-148	F-20	16,7	Riego
Edificio Prima Vista	S-149	F-21	7,9	Riego
Samaura	S-150	-	12,6	Sin uso
Urb. Carib Playa	S-151	F-22	14,6	Abastecimiento

Nombre del punto de agua	Código IPA	Código CAL	Cota topográfica (m s.n.m.)	Uso del agua (2014)
Artola Golf-1	W-73	-	11,3	Riego
Artola Golf-2	W-74	-	12,7	Sin uso
Camping Cabopino	W-75	-	31,3	Riego
Mansión Alhamar	S-152	-	16,0	Riego

2.b. Publicaciones

Artículo científico publicado en revista *Science Citation Index*

- Revista: Science of the Total Environment 580, 50-68 (2017)
- DOI: <http://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.11.173>
- Título: Factors controlling groundwater salinization and hydrogeochemical processes in coastal aquifers from southern Spain
- Autores: M. Argamasilla, J.A. Barberá, B. Andreo

Abstract: In detrital coastal aquifers, seawater and surface water may interact with groundwater in multiple ways. Understanding the interference of water fluxes in this type of environment is essential to effectively manage the groundwater resources in water-stressed regions, such as the Mediterranean coastal fringe. In this research, the characterization of the main hydrogeochemical processes and the interaction between surface water and groundwater in the Marbella-Estepona coastal aquifers (southern Spain) have been carried out by means of the combined use of different hydrogeochemical indicators along with isotope data. The results show that the diversity of source lithologies (peridotite, carbonate and/or metapelitic) substantially conditions the groundwater geochemistry. The analysis of ionic deltas made it possible a preliminary screening of the geochemical reactions that occur in the Marbella-Estepona aquifers, while the Discriminant Analysis allowed for a consistent classification of sampled groundwater types. The dissolution of calcite and dolomite determines the chemical composition of the groundwater from the eastern sector that are more conditioned by the rainwater infiltration. The dissolution of magnesium-bearing minerals (predominantly forming peridotite rocks) is observed in groundwater samples from the western and central sectors, whose chemical composition showed a greater influence of surface water. The spatial analysis of rCl^-/Br^- in groundwater has permitted to corroborate that saline intrusion is negligible, hardly affecting to its original water quality. The irregularly distributed recharge by precipitation (seasonal effect) and the atmospheric circulation of cloud fronts (coastal/continental effect) explains why most of groundwater sampled is isotopically impoverished with respect to the rainfall signature. The isotope approach also suggests the hydraulic relationship between surface water and groundwater in the study site. A deeper knowledge of spatial hydrogeochemical variations in coastal groundwater and the influence of water sources over them are crucial for a sustainable groundwater management and global change adaptation in equivalent Mediterranean water-stressed regions.

Keywords: Hydrogeochemistry; Ionic ratios; Stable isotopes; Source lithology